ANA LÚCIA ZUCATTI DA ROSA

EVIDÊNCIAS DE VIDA NO EDIACARANO INFERIOR DA BACIA DO ITAJAÍ, SC

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS, para obtenção do Título de Mestre (Área de Concentração em Geologia Sedimentar)

Orientador: Prof. Dr. PAULO SÉRGIO GOMES PAIM

Co-orientadora: Prof[a] Dr[a] TÂNIA LINDNER DUTRA

UNISINOS/CCET/PPGeo

Ficha Catalográfica

Zucatti da Rosa, Ana Lúcia

Evidências de vida no Ediacarano Inferior da Bacia do Itajaí, SC. Ana Lúcia Zucatti da Rosa, Rio Grande do Sul, 2005

Dissertação – Mestrado – Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS

1. Ediacarano - Paleontologia – Bacia do Itajaí

Agradecimentos

Agradeço aos professores que fizeram parte da banca por se disporem a avaliar em tão pouco tempo um trabalho entregue fora de prazo e em cima da hora.

Agradeço à PETROBRAS por patrocinar a fase final do trabalho e aos Gerentes e colegas Edson Milani e Silvia dos Anjos pelo apoio e incentivo.

E ao Paim, à Tânia à Renata, sempre meus Mestres, minha eterna gratidão e mais profundo respeito.

Agradecimentos

Indice

Resumo

Abstract

1. Introdução

1.1 Considerações iniciais

1.2 Objetivos

1.3 Localização da Área Estudada

2. Material e Métodos

3. Geologia da Bacia do Itajaí

4. Idades da Bacia do Itajaí

5. O Ediacarano

5.1 Os continentes

5.2 Fosforita - um marcador estratigráfico

5.3 A Vendobionta: um novo Reino

6. Evidências de vida Ediacarana na Bacia do Itajaí

6.1. A assembléia fossilífera

6.1.1. *Wrinkle marks*

6.1.2. Chancellorídeo ediacarano ou “edredons microbianos”?

6.1.3. *Choia* sp.

6.1.4. *Parvancorina* sp.

6.1.5. Formas Medusóides

6.1.6. *Helmintoidichnites* isp. Ou filamentos microbianos?

6.1.7. *Aspidella* sp.

6.1.8. Microfósseis

6.2. Organismos de afinidade desconhecida

6.2.1. Morfotipo I

6.2.2. Morfotipo II

7. Discussões

8. Conclusões

Referências bibliográficas

RESUMO

No Brasil, as ocorrências de macrofósseis tornam-se mais escassas conforme aumenta a idade dos sedimentos analisados e a intensidade dos processos de diagênese e/ou metamorfismo a que foram submetidos, sendo extremamente raros os registros fossilíferos pré-ordovicianos. No vale do Rio Itajaí (extremo leste no Estado de Santa Catarina, região sul do Brasil), ocorrem, com relativa profusão e fácil acesso, afloramentos bem preservados da Bacia do Itajaí. Esta se encontra preenchida por estratos sedimentares siliciclásticos Neo-proterozóicos relacionados ao final da amalgamação do oeste do Gondwana. Em diversos afloramentos relacionados a depósitos prodeltáicos foram encontrados registros de vida, a maioria representada por construções biogênicas tais como tapetes microbianos ou esteiras algálicas. Ocorrem também grandes afloramentos repletos de impressões de organismos macroscópicos, alguns de idade tipicamente Ediacarana (*Parvancorina* sp, *Charniodiscus?* sp. e *Ciclomedusa*), outros internacionalmente atribuídos ao período Cambriano (*Choia* sp.), e outros, descritos neste trabalho, ainda com afinidade incerta. Também é comprovada a presença de microfósseis (acritarcos) de idade ediacarana nos sedimentos estudados. Tufitos félsicos coletados em afloramentos fossilíferos, e datados com zircões pelo método SHRIMP, apontam 642±12 Ma como idade máxima para o início do preenchimento da bacia, e 606±8 Ma como idade do evento vulcânico. Este intervalo geocronológico corresponde ao final das grandes glaciações Neo-proterozóicas, e este trabalho apresenta o segundo registro de metazoários até o momento encontrados neste período.

ABSTRACT

In Brazil, the occurrences of macrofossils become scarcer as increase the age of the sediments and the intensity of the processes of diagenesis and/or metamorphism, being extremely rare the pre-ordovician fossil record. In the valley of the Itajaí river (east of the Santa Catarina State, southern Brazil), occur, with relative profusion and easy access, well preserved outcrops of the Itajaí Basin. This is filled by related siliciclastic sedimentary Neo-proterozoic strata of the amalgamation of the west of the Gondwana. In diverse related outcrops of prodeltaic deposits had been found life registers, the majority represented for biogenic constructions such as microbial mat. Also occur great outcrops whit impressions of macrocospic organisms, some of typically ediacaran age (*Parvancorina* sp, *Charniodiscus*? sp. and *Ciclomedusa*), other internationally attributed to the Cambrian period (*Choia* sp.), and others, described in this work, still with uncertain affinity. In the studied sediments, also occurs microfossil (acritarchs) of ediacaran age. Volcanoclastic félsico layer collected in fossiliferous outcrops, and the zircon was dated by SHRIMP method, points 642+12 My as maximum age with respect to the beginning of the fulfilling of the basin, and 606+8 My as age of the volcanogenic episode. This geocronologic interval corresponds to the end of the great Neo-proterozoic glaciations, and this work presents the second register of metazoan found in this period until the moment.

1. INTRODUÇÃO

1.1.Considerações iniciais

Considerada uma bacia formada no final da orogenia Brasiliana, a Bacia do Itajaí tem sido relacionada, a partir de diversas evidências geológicas, às bacias sedimentares do sul da África que se formaram nas fases finais do Ciclo Pan-Africano (Gresse *et al*. 1996).

Devido à sua posição periférica ao Cinturão Dom Feliciano, o Grupo Itajaí foi associado ao Grupo Camaquã (RS), por Isller (1985); também foi correlacionada à sub-bacia do Maricá (RS) e à bacia de Camarinha-Antinha (PR) por Soares (1988; *in*: Rostirolla *et al*. 1992), que as classificou como "molassas precoces" desenvolvidas durante a Orogenia Brasiliana.

A partir de datações efetuadas pelo método Rb/Sr em rochas sedimentares e intrusivas, foram obtidas para a bacia idades de 581±48 Ma para a sedimentação e diagênese (Macedo *et al*. 1984, Basei *et al*. 1987); 560 Ma para intrusão do Riolito Apiúna (Basei *et al*. 2000) e 546±10 Ma para o Granito Subida (Basei *et al*. 1987). Mais recentemente, obteve-se pelo método U/Pb SHRIMP a idade de 606±8 Ma para a deposição de tufos ácidos coletados entre sedimentos prodeltáicos próximos ao município de Gaspar (Silva *et al*. 2002). Este mesmo método também apontou uma idade máxima de 642±12 Ma para a abertura da bacia.

As idades relativas baseadas na ocorrência do fóssil *Chancelloria* sp. (Leipnitz *et al*. 1997, Paim *et al*. 1997a e da Rosa *et al*. 1997) e de icnofósseis (Netto & Zucatti da Rosa 1997) em siltitos prodeltáicos da Bacia do Itajaí, indicam que a sedimentação teria ocorrido entre o Cambriano Inferior e a base do Cambriano Médio, contrapondo-se às idades apontadas pelos métodos absolutos, que localizam temporalmente tal sedimentação no Ediacarano, final do Proterozóico.

1.2. Localização

A Bacia do Itajaí corresponde a uma seqüência sedimentar siliciclástica, com intercalações de tufitos ácidos, alongada e inclinada no sentido NE/SW, localizada no extremo leste do Estado de Santa Catarina. Sua espessura aumenta para sudeste,

preenchendo uma calha deposicional coincidente, de forma aproximada, com o vale do Rio Itajaí (Figura 1).

Estende-se do litoral atlântico até cerda de 80 km a sudeste, onde é encoberta pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, na região de Subida. Limita-se ao norte, em parte por falhas, com as rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e ao sul, por falhas inversas, com o Complexo Metamórfico Brusque e com a Faixa Ribeirão do Prata.

A maioria dos afloramentos estudados para a composição deste trabalho são acessíveis através da rodovia BR-470 e, a partir desta, por estradas pavimentadas ou, quando não, em bom estado de conservação.

1.3. Objetivos

Este trabalho tem como objetivos:

- compilar, analisar, caracterizar e registrar os dados paleontológicos obtidos a partir do mapeamento das sucessões sedimentares da Bacia do Itajaí (SC) aliando-os às informações faciológicas levantadas em campo e às datações radiométricas atualizadas, visando melhor caracterizá-la quanto à idade, paleoambientes e paleogeografia;

- pela análise dos dados paleontológicos e das datações radiométricas, discutir os dados aparentemente controversos sobre a idade da Bacia, já que parte dos organismos fósseis apresentam características mundialmente reconhecidas como ediacaranas mas estão associados a impressões de organismos identificados até o momento em níveis do Cambriano.

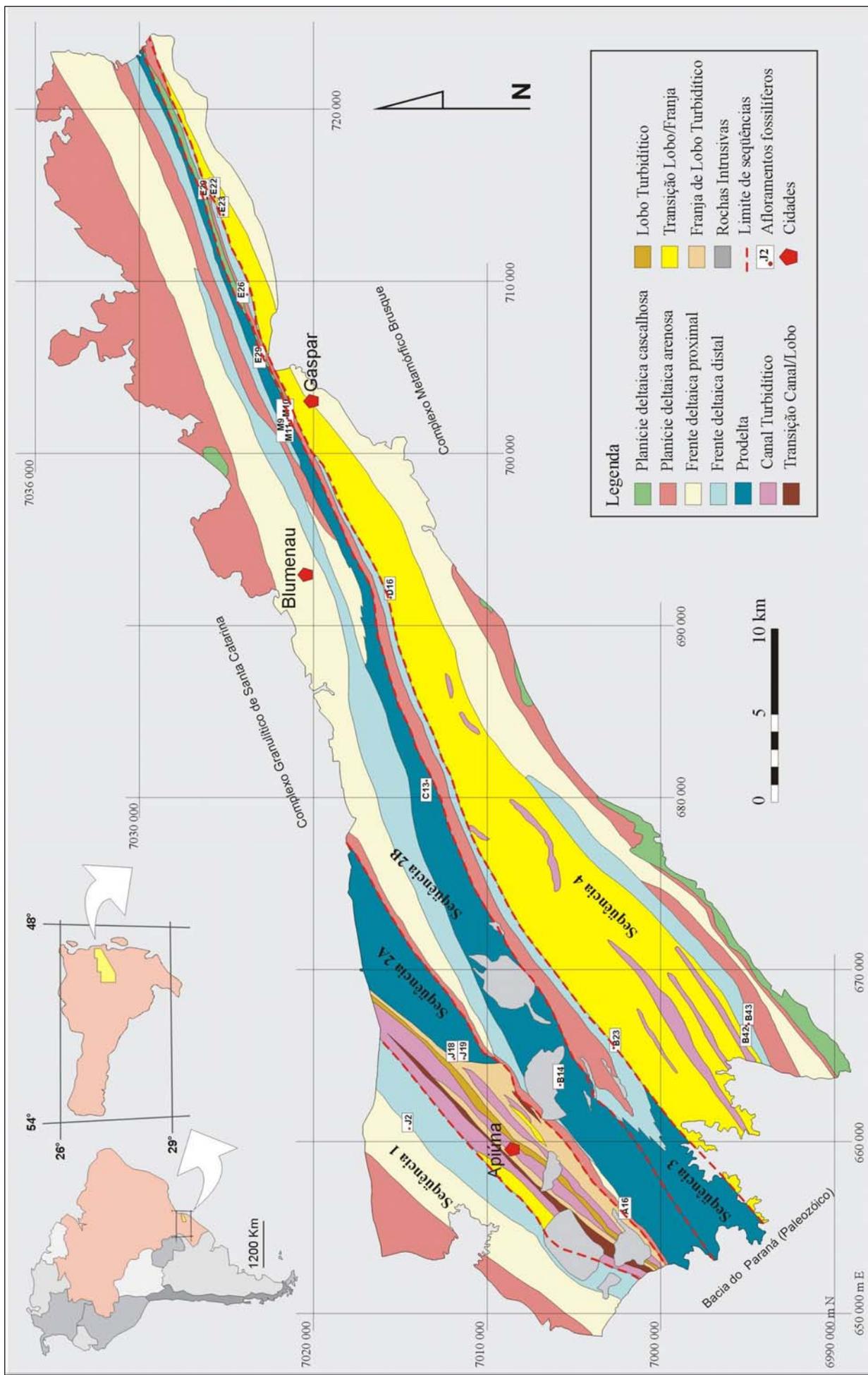



Figura 1. Localização e mapa geológico da Bacia do Itajaí (Modificado de Fonseca *et al.* 2004)

2. MATERIAL E MÉTODOS

Para a elaboração deste trabalho inicialmente foram realizadas leitura e síntese das principais informações contidas em trabalhos anteriores realizados na Bacia do Itajaí, em termos de seu contexto tectônico, classificação, idade, estratigrafia, paleontologia e sistemas deposicionais. Da mesma forma, foi realizada pesquisa bibliográfica complementar sobre os registros de vida existentes em outras bacias sedimentares do final do período Proterozóico e início do Fanerozóico.

Para os estudos sedimentológicos, paleontológicos e estratigráficos da Bacia do Itajaí, foram realizados nove perfis de detalhe ou semi-detalhe perpendiculares à disposição estratigráfica da Bacia (Fonseca *et al.* 2004), executando-se uma investigação mais cuidadosa em níveis potencialmente fossilíferos.

Testes preliminares para avaliar a presença de carbonatos nas amostras - ensaios com HCl - ácido clorídrico concentrado 37% - "a frio" e "a quente" – deram resultados negativos.

Foram analisadas amostras de rochas contendo impressões de organismos fósseis e traços fósseis (icnofósseis), coletadas em saídas de campo realizadas ao longo do curso de Mestrado. Nesta análise, utilizaram-se métodos usuais de estudo paleontológico e paleoicnológico.

As macroformas foram medidas com paquímetro, analisadas em lupa binocular, representadas graficamente em câmara clara (quando necessário), fotografadas, descritas, comparadas com dados bibliográficos e registradas no Museu de Paleontologia do laboratório de História da Vida e da Terra (LaViGea) do PPGeo – UNISINOS.

Em algumas amostras realizou-se microanálise semi-quantitativa (EDS) ao microscópio eletrônico de varredura para verificar variações composicionais entre impressão fóssil e matriz.

Quanto ao estudo dos microfósseis, utilizaram-se técnicas palinológicas padrão (Beatriz Leipnitz, informação verbal; Uesugui 1979; Quadros & Melo 1987) - geradoras de resíduos resistentes aos ácidos. Tal procedimento resultou em 20 lâminas palinológicas que foram analisadas ao microscópio convencional, com aumentos entre 400 e 1.000 vezes. Este método mostrou-se inadequado aos objetivos deste trabalho, pelo dispêndio de tempo e o resultado relativamente pobre, pois poucos espécimes restaram inteiros.

Conforme informação verbal de Fairchild, foram então confeccionadas 08 lâminas delgadas de amostras coletadas nos mesmos afloramentos. Duas destas foram analisadas em microscópio óptico de luz transmitida (com aumentos de 400 e 1000 vezes) e contêm acritarcos que foram fotomicrografados e comparados com a bibliografia.

Amostragens do material vulcânico ácido (tufito félsico a pó e cristal, segundo Andréa Sander, CPRM, em informação verbal) coletado nos afloramentos M10, B14, D11 e D16 foram submetidas à moagem e às técnicas padrão de separação de minerais pesados para a obtenção de zircões selecionados para datação radiométrica. Parte das amostras (amostra M10) foi processada na Companhia Brasileira de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, e os zircões foram encaminhados para datação pelo método SHRIMP ao laboratório do Research School of Earth Sciences – RSES, na Universidade Nacional da Austrália (ANU). As demais (B16, D11 e D16) foram processadas no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, e os zircões obtidos encontram-se disponíveis para análises no Laboratório de Geologia Isotópica, na mesma Universidade.

3. GEOLOGOGIA DA BACIA DO ITAJAÍ

O embasamento da Bacia do Itajaí aflora ao norte e compreende gnaisses, granitóides, migmatitos e granulitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al*. 1979) formados durante o Arqueano e o Eo-Proterozóico. Esta unidade corresponde ao Cráton Luís Alves, ante-país durante o desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano (Basei, 1985).

Limitadas pela Zona de Falhas de Perimbó (Silva & Dias, 1981a), ao sul afloram as rochas do Complexo Metamórfico Brusque (formado por metapelitos, metapsamitos e metacarbonáticas), intercaladas com rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina retrabalhadas na borda sul do Craton Luís Alves. Este retrabalhamento estaria, conforme Basei (1985) relacionado à deformação por falhamentos inversos, reativados ao final do Ciclo Brasiliano, com sentido de deslocamento de sudeste para noroeste.

Para Silva & Dias (1981b), a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Itajaí seria a cobertura de plataforma desenvolvida no Proterozóico superior e estaria geneticamente associada às bacias de Corupá e Campo Alegre, as quais poderiam pertencer a uma só bacia sedimentar pretérita, num contexto de fragmentação crustal (fenômeno distensivo).

Quanto à estratigrafia, a complexidade estrutural da Bacia e diferentes metodologias de abordagem levaram os pesquisadores a diversas interpretações, por vezes contraditórias.

Os primeiros estudos efetuados na Bacia (então uma "seção meta-sedimentar Eo-Paleozóica") foram de cunho litoestratigráfico, realizados por pesquisadores que estruturaram a Bacia basicamente com a divisão dos pacotes rochosos por características petrológicas comuns (Rostirolla, 1992).

Com base em detalhamento paleoambiental, Silva & Dias (1981a) re-estruturaram a Bacia do Itajaí, onde rochas de granulometria mais grossa, geradas em ambiente fluvial eram recobertos por sedimentos finos de caráter turbidítico, depositadas em ambiente continental lacustre, ambos pacotes rochosos contendo intercalações de rochas vulcanoclásticas ácidas. Posteriormente, Basei *et al*. (1987), caracterizaram tais estratos como tendo sido formados em ambiente marinho raso.

Utilizando a abordagem da estratigrafia de seqüências, Appi & Souza Cruz (1990) dividiram as rochas do Grupo Itajaí, em dois sistemas deposicionais. A Seqüência Inferior Continental, análoga à Formação Gaspar (Silva & Dias 1981a), equivalendo a depósitos de fan-deltas, e a Seqüência Superior sub-aquosa bacinal, correspondente à Formação Campo Alegre (Silva & Dias 1981a), que representaria os depósitos turbidíticos da bacia. A origem do evento teria caráter tectônico regional.

Appi (1991) associou os depósitos de granulometria grossa que ocorrem na porção norte do Grupo Itajaí a tratos de sistemas de leques aluviais e deltáicos retrogradantes, com proveniência do antepaís, e os depósitos da porção sul, foram situados como estando acima da seção dos turbiditos, o que definiria um trato de sistemas de leques deltáicos provenientes da margem orogênica.

Com uma abordagem estratigráfica tradicional, Rostirolla (1991) individualizou quatro unidades litofaciológicas (A, B, C e D). A unidade A, corresponde a depósitos continentais a plataformais retrogradantes; a unidade B constitui-se de depósitos subaquáticos de água profunda; refletindo condições transgressivas, a unidade C apresenta depósitos pelíticos, e a unidade D, registra sedimentação costeira progradante. Esta individualização coincide parcialmente com a que foi proposta por Appi (1991), onde as unidades representam conjuntos de sistema geneticamente relacionados (tratos de sistemas). Tais associações integram um contexto de bacia flexural de antepaís, demonstrando a ocorrência de

significativas mudanças no suprimento e na sucessão das fácies ao longo da evolução do grupo

Posteriormente, Rostirolla & Figueira (1995) detalharam as associações faciológicas que compõe os turbiditos do Grupo Itajaí, a partir de trabalho realizado na região de Apiúna. Diferenciaram o complexo turbidítico em seis associações de fácies: a. associação de fácies de canal; b. associação de fácies de transição canais-lobos; c. associação de fácies de lobos deposicionais; d. associação de fácies de franjas de lobos; e. associação de fácies pelíticas; f. fácies de deslizamento indivisas.

Apesar da carência de dados geofísicos, da disposição complexa dos depósitos e da deformação posterior, as relações estratigráficas acima descritas sugeriram uma deposição em bacia do tipo *foreland*, na qual o controle tectônico é mais importante para a ocorrência da deposição que as oscilações eustáticas. (Rostirolla & Figueira 1995).

Rostirolla *et al*. (1999) reafirmaram e ampliaram sua hipótese evolutiva para a Bacia do Itajaí, classificando-a como uma bacia tipo *foreland* periférica ou relacionada à zona de colisão, acrescentando que a subducção principal ocorreria em direção a SE.

Aspectos sedimentológicos, paleontológicos, paleoambientais e paleogeográficos relacionados à evolução da Bacia do Itajaí, foram discutidos por Paim *et al*. (1997b), a partir de estudos em campo, processamento de dados geofísicos e amostras coletadas principalmente nas regiões cobertas pelas cartas topográficas de Timbó e Apiúna. Os resultados apontam a ocorrência de um trato de sistema transgressivo para a base do Grupo Itajaí. A sucessão turbidítica representaria um sistema de mar baixo, talvez associado a variações glácio-eustáticas em um contexto paleogrográfico peri-glacial. Os autores estimaram também que a topografia de fundo marinho aumentava em direção ao bordo SW da bacia.

A partir daí, Paim & Fonseca (2004) delimitaram quatro seqüências estratigráficas para a Bacia do Itajaí: Seqüência 1, Seqüência 2, Seqüência 3 e Seqüência 4. Neste trabalho a Seqüência 2 foi informalmente subdividida em Seqüência 2a e Seqüência 2b, conforme Paim (informação verbal). Todas as seqüências contêm algum registro fossilífero (Figura 2), sendo a Seqüência 2b a mais rica em quantidade e diversidade de registros.

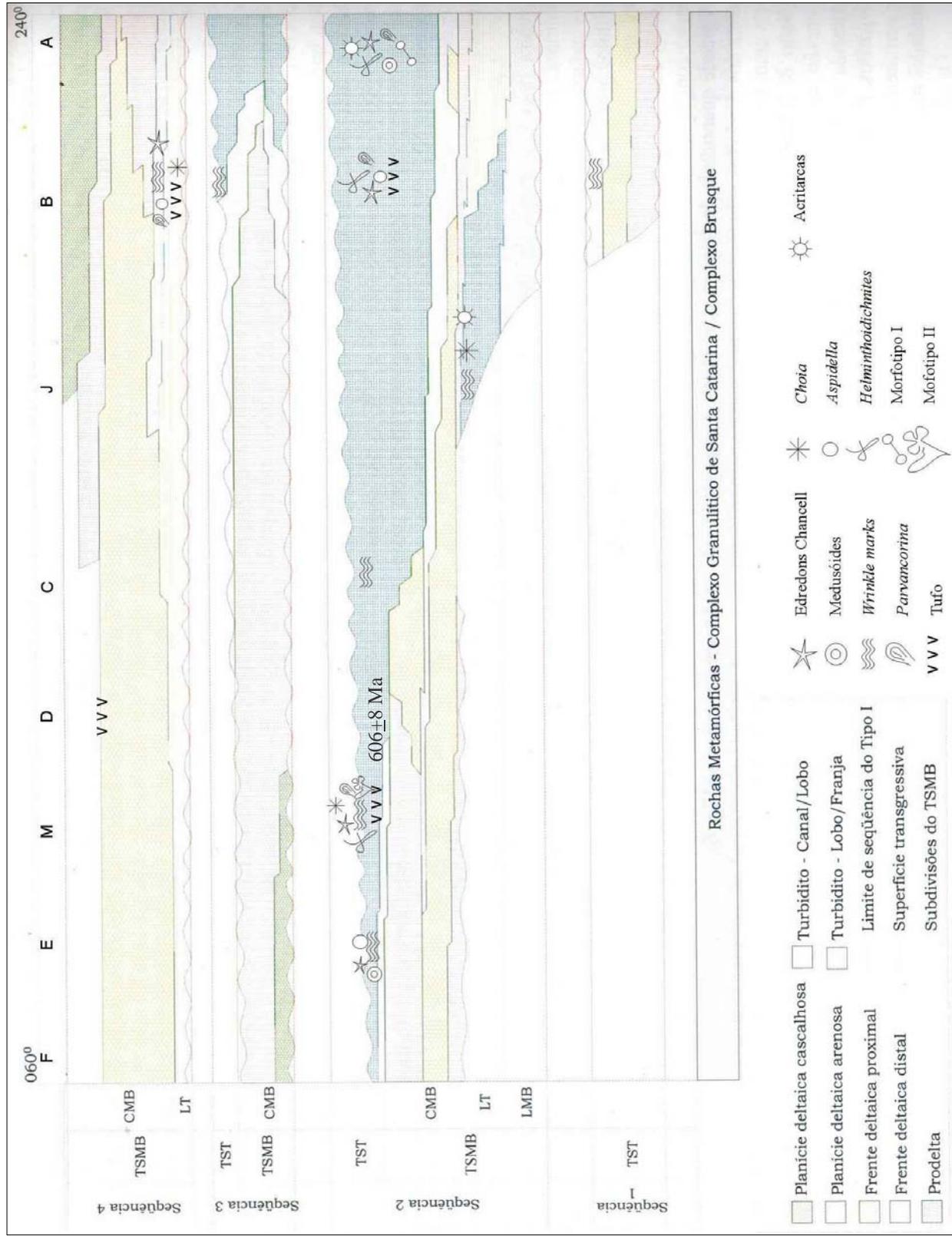



Figura 2. Diagrama cronoestratigráfico esquemático da Bacia do Itajaí com a posição aproximada dos perfis realizados e material fossilífero encontrado (adaptado de Paim & Fonseca 2004).

4. IDADES DA BACIA DO ITAJAÍ

Como resultado da datação radiométrica pelo método SHRIMP U-Pb executada em zircões (vulcânicos euédricos e ígneos detríticos) retirados de tufito félsico ocorrente entre estratos fossilíferos próximos ao Município de Gaspar, Silva *et al*. (2002) atribuem a idade de 606±08 Ma para a deposição do tufito e 643±12 Ma como idade máxima para a abertura da Bacia do Itajaí (Figura 3). Esta idade estaria de acordo com os dados geocronológicos mais recentes obtidos com zircões gonduânicos neoproterozóicos, compilados por Veevers (2004).

Macedo *et al*. (1984), a partir de estudos geocronológicos por métodos radiométricos, admitiram para o Grupo Itajaí uma evolução geológica diretamente associada ao desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano. Foi calculada a idade de 581±48 Ma para a sedimentação e diagênese segundo o método Rb/Sr em ilitas autigênicas (rocha total).

Medições realizadas pelo método K-Ar em frações sedimentares mais finas resultaram um valor médio de 525 Ma para o resfriamento regional pós-orogênico. Datações de tufos vulcânicos (coletados ao sul de Blumenau) intercalados a arenitos arcoseanos, revelaram uma idade de 534±4 Ma para a época do desenvolvimento da sericita (Macedo *et al*. 1984).

A datação efetuada em rochas intrusivas ácidas também resultou valores muito próximos para os eventos, com idades de 541±26 Ma para o Riolito Apiúna (diques e sills) e 546±10 Ma para o Granito Subida, que intrusionam os sedimentitos. Os resultados próximos a 530 Ma estariam relacionados, segundo Macedo *et al*. (1984), ao metamorfismo regional de baixa intensidade, não restrito à Bacia do Itajaí.

No final da década de noventa surgiram os primeiros registros de evidências de vida na Bacia do Itajaí.

Paim *et al*. (1997a), Leipnitz *et al*. (1997) e da Rosa *et al*. (1997) reportaram a ocorrência do fóssil *Chancelloria* sp. que, segundo Conway Morris (1992), é exclusivo do Cambriano Inferior (Tommotiano-Atdabaniano), em estratos síltico/arenosos da base da Formação Campo Alegre (Silva & Dias 1981).

Netto & Zucatti da Rosa (1997) descreveram icnofósseis (*Gordia*, *Diplocraterion*, *Oldhamia*/*Choia*?) com idades entre o Cambriano Inferior e Cambriano Médio, também ocorrentes nos estratos síltico/arenosos da base da Formação Campo Alegre (Silva & Dias 1981).

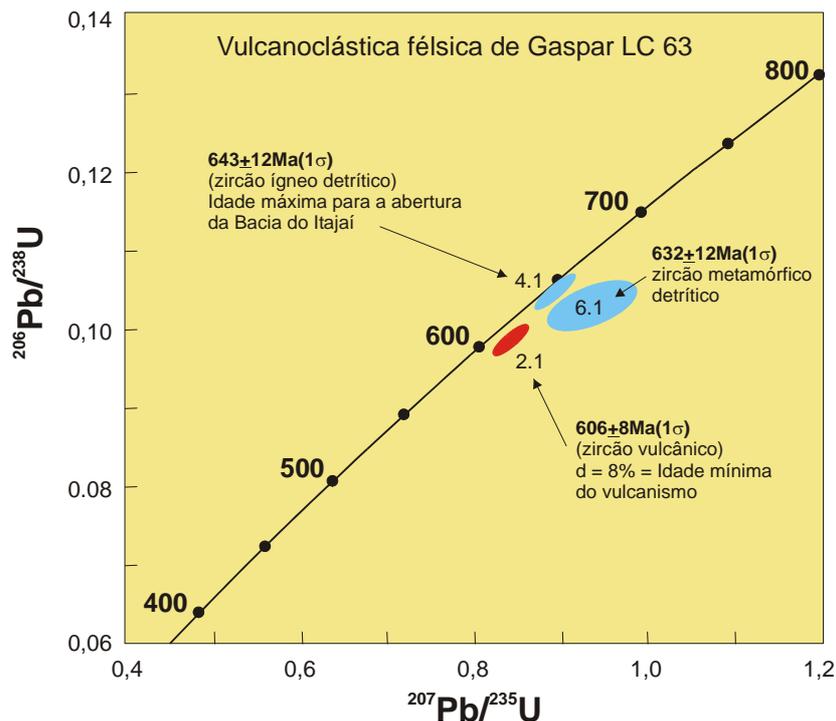



Figura 3. Detalhe da concórdia expandida com as idades baseadas nas razões $^{206}Pb/^{238}U$. As elipses de erro dos dados pontuais têm 68,3% de confiabilidade (Silva *et al*. 2002).

5. O NEOPROTEROZÓICO

O final do período Proterozóico é hoje um dos grandes temas de pesquisa na área das geociências, pois compreende um momento de significativas mudanças geológicas e biológicas no planeta.

Atualmente, o Proterozóico está subdividido nos períodos Neoproterozóico II e Neoproterozóico III, sendo este último equivalente ao Ediacarano (Figura 4). O Ediacarano inicia após o final das glaciações neoproterozóicas e termina a partir dos primeiros registros do fóssil carbonático *Cloudina* (Hoffmann *et al*. 2004).

A abertura da Bacia do Itajaí deu-se durante a Glaciação Marinoana, a última globalmente registrada, ainda no Cryogeniano, por volta de 640 Ma (Silva *et al*. 2002). Após o final deste episódio glacial, a elevação da temperatura global e do nível do mar propiciou a proliferação mundial de acritarcos gigantes adornados (James *et al*. 2001).

Cerca de 10 Ma depois, viveram os organismos cujas impressões radiais encontram-se registradas nas rochas siliciclásticas da Formação Twitya, nas Montanhas MacKenzie,

noroeste do Canadá, e que são atualmente consideradas a mais antiga evidência de uma comunidade de metazoários fósseis mundialmente aceita (Clapham *et al*. 2003).

As comunidades Ediacaranas típicas consistiam basicamente de animais filtradores sésseis e o exemplo mais antigo, composto por impressões de organismos circulares simples, está preservado em Mistaken Point, Newfoundland – Avalonia (Narbonne & Gehling, 2003), acima dos tilitos glaciais da Formação Gaskier, datada em aproximadamente 595 Ma.

Dados provenientes de análise isotópica de C^{13} sugerem que pode ter ocorrido outro fenômeno de resfriamento global por volta de 595 Ma - Glaciação Gaskier? (Knoll, 2000). Não há registro de metazoários neste intervalo. As fases de alta concentração de C^{13} coincidem com períodos não glaciais, com alta produtividade plantônica, crescimento de mares epicontinentais e maiores áreas de anoxia nos fundos oceânicos.

Tanto o preenchimento quanto o fechamento da Bacia do Itajaí ocorreram no Ediacarano inferior, no final da união continental, na fase de deformação dos cinturões móveis do oeste do Gondwana.

A fauna ediacarana típica, com organismos ainda não-mineralizados, ocorre a partir de aproximadamente 575 Ma, e prolifera até sua extinção quase total, em aproximadamente 543 Ma (Clapham *et al*. 2003). Este momento coincide com a máxima abundância de fosfato nos oceanos (Cook, 1992), que foi definitivo para a biomineralização e a produção das “conchas e carapaças” protetoras que marcaram a explosão cambriana e daí ao surgimento de quase todos os grupos orgânicos atuais.

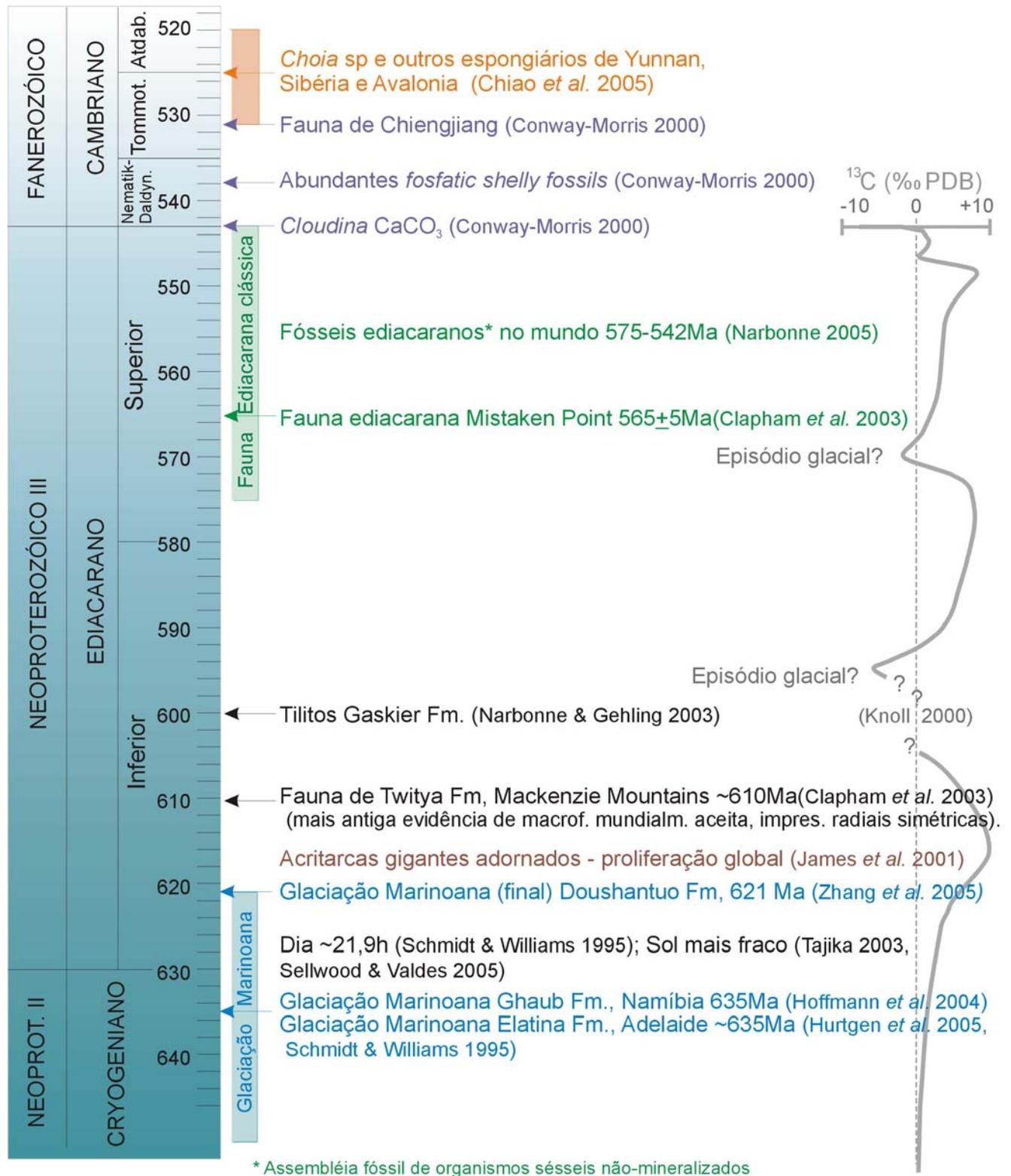



Figura 4. Alguns dos principais eventos biológicos e climáticos do final do Proterozóico e início do Fanerozóico (compilação a partir de tabela cronológica de Hoffmann *et al*. 2004).

5.1. Os continentes

Do final do Cryogeniano – Neoproterozóico II - ao Cambriano (Hoffmann *et al*. 2004; Veevers, 2004), ocorreu a movimentação, amalgamação e posterior deformação de diversos terrenos proterozóicos formando o supercontinente Gondwana. (Figura 5)

McKerrow *et al* (1992) geraram mapas paleogeográficos para o Vendiano e a base do Cambriano a partir de uma junção de dados faunísticos (archaeociatídeos), sedimentológicos (sedimentação climaticamente controlada) e geofísicos (paleomagnetismo).

Posteriormente, Veevers (2004) associou dados geocronológicos mostrando as idades das principais feições geradas pela movimentação e/ou união dos terrenos existentes naquele período. O supercontinente formado por Laurentia, Báltica e Sibéria começou a se fragmentar a aproximadamente 600 Ma. A maior parte do Gondwana consolidou-se na Orogenia Pan-africana, bem antes do Cambriano, levando cerca de 100 Ma entre a união e a deformação continental.

Os recifes de arqueociatídeos encontrados na Sibéria, no sul da Europa e em Morocco, sugerem que estes terrenos se encontravam próximos e em baixas latitudes. Embora Avalonia possua uma estreita relação faunística com o extremo leste de Laurentia, ela não possuía recifes, o que sugere uma localização a oeste da África.

Durante o Cambriano Inferior, Laurentia começa a migrar rumo ao Equador, aumentando a velocidade da sua separação em relação à Báltica e à Sibéria. No mesmo período, ocorria a movimentação do Gondwana em direção ao sul (McKerrow *et al*. 1992).

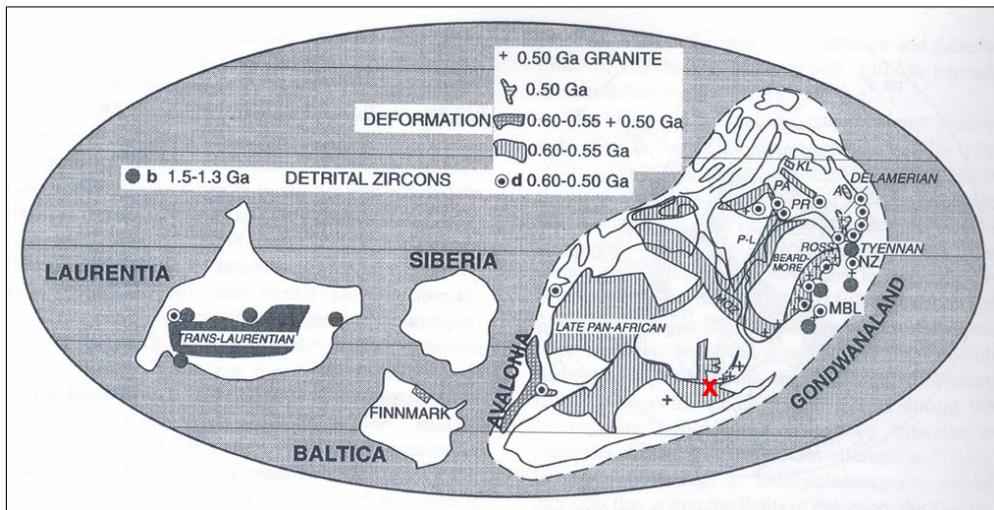



Figura 5. Reconstituição dos continentes durante Neoproterozóico (McKerrow *et al.* 1992), mostrando dados geocronológicos recentes, obtidos da análise de zircões detríticos, e principais bacias sedimentares (Veevers, 2004). A paleolocalização aproximada da Bacia do Itajaí está indicada com um X.

5.2. Fosforita - um marcador estratigráfico

Logo após a transição Neoproterozóico-Fanerozóico, evidencia-se um evento fosfogenético global (Figura 6), gerando inúmeros depósitos com os mais variados tamanhos.

Tal evento provavelmente ocorreu em pulsos, compreendendo muitos episódios diferentes e variando de intensidade até atingir um pico.

A maior geração de fosforita ocorreu no, com Eventos menores de geração de fosforita ocorreram no meio do Ediacarano e na passagem do Cambriano médio para o Cambriano Superior (Cook, 1992), mas a maior fase de geração ocorreu no Tommotiano (Cambriano Inferior).

Este pico é tomado como evidência do aumento no conteúdo de fosfato nos oceanos da época, provavelmente fruto das circulações de fundo, que levavam águas ricas em fosfato para as zonas fóticas. Seus efeitos se fizeram sentir sobre a biota, podendo ter sido a causa do início da biomineralização e, em conseqüência, do estupendo aumento na quantidade de formas de vida preservadas a partir do Cambriano.

De modo geral, o aumento na geração de fosforita no final do Proterozóico está relacionado a fenômenos de transgressão marinha, coincidindo com o final das grandes glaciações neoproterozóicas.

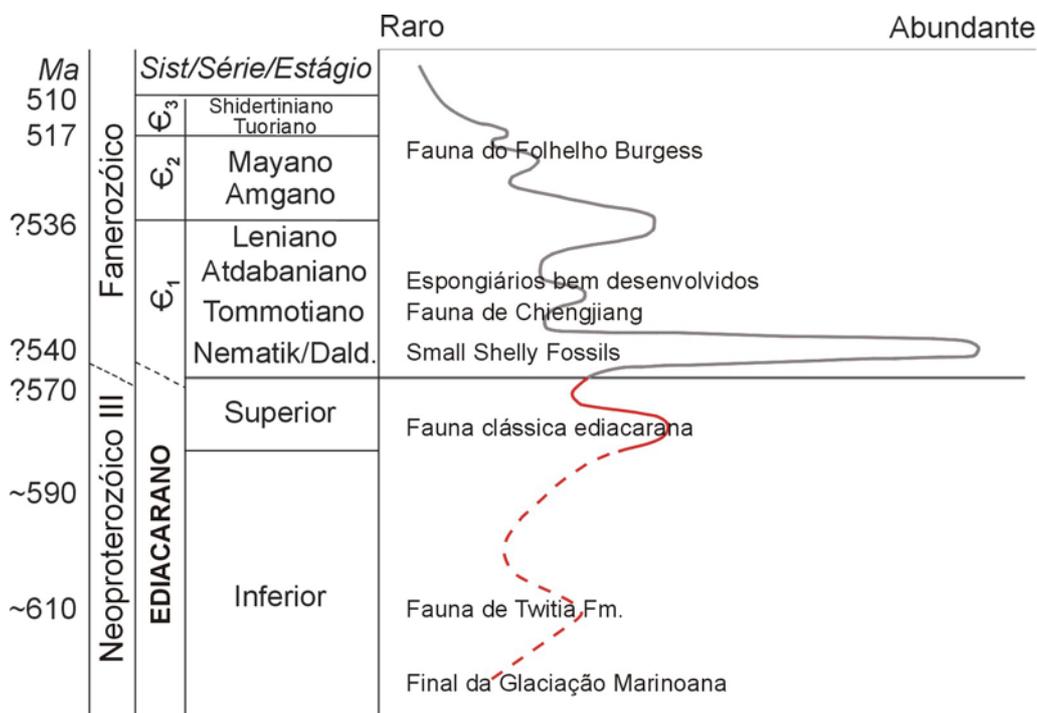



Figura 6. Variação na geração de depósitos de fosforita ao longo do limite Neoproterozóico-Fanerozóico, modificado de Cook (1992)

5.3. A Vendobionta: um novo reino

Com ampla distribuição global e considerados por muito tempo como ancestrais do filo dos metazoários, os organismos que constituem a fauna ediacarana clássica (Figura 7) não possuem relação com qualquer ser existente, em qualquer período da história da Terra (Seilacher 1992). Com este fato em mente – além das bizarras formas de folhas ou penas-do-mar, de sua falta de esqueletos biomineralizados, de seu ínfimo índice de predação – um grupo de pesquisadores reuniu-se em Newfoundland, em 1990, e propôs a criação de um novo Reino – a Vendobionta, em substituição ao informal Vendozoa.

A Vendobionta é composta principalmente por organismos epibentônicos sésseis, sem tentáculos ou apêndices, em forma de folha com as mais variadas geometrias e que variam em tamanho desde apenas poucos centímetros até vários decímetros de extensão total. Porém, sua principal característica é o "drapeamento" ou a forma fractal de sua parede externa flexível, que mantinha o máximo de sua superfície em contato com o meio e compartimentava o conteúdo vivo interno, facilitando trocas metabólicas diretas.

Figura 7. Imagem do diorama (Instituto Smithsoniano) que reconstitui a biota ediacarana clássica, formada principalmente por organismos medusóides, organismos em forma de folha ou pena e pequenos seres semelhantes a artrópodos. Atualmente acredita-se que, ao contrário da figura, os medusóides eram sésseis e não possuíam tentáculos.

Esta parede externa seria uma bioconstrução hidrostática que sustentaria a morfologia do organismo, o qual poderia ter-se derivado de uma forma ainda mais simples, como um balão. Em repouso, seriam como carpetes pesados sobre o assoalho oceânico (Seilacher 1992).

Os tapetes algálicos, tão comuns no Proterozóico e por muitas vezes o único registro de vida em vários locais do mundo, poderiam ser representantes primitivos destes organismos, ainda sem partições internas, formando um organismo único, que cresceria espalhando-se no leito oceânico (Seilacher 1992).

Como ainda não foi possível reconhecer qualquer indício de órgão interno em fósseis destes organismos, imagina-se que estes contivessem uma espécie de fluido plasmático vivo, ao invés de algum tecido multicelular (Gould 1989). Tais criaturas seriam então pouco mais que “sacos vivos”, e o fato de seu desaparecimento coincidir com a rápida radiação de metazoários com mandíbulas não parece muito surpreendente (Briggs *et al.* 1994).

Apesar de sua abundância nos mares ediacaranos e da escassez de organismos escavadores e predadores, a Vendobionta tem um potencial de preservação extremamente baixo, gerando apenas impressões, sem qualquer outro indício orgânico (Figura 8).

Apesar da aparente restrição temporal, Conway Morris (1993a) descreve *Thaumaptilon*, um organismo raro, com forma de pena-do-mar encontrado no Folhelho Burgess, como sobrevivente do Ediacarano, e Jensen *et al*. (1998) reporta fósseis “tipo ediacarano” em sedimentos cambrianos da Austrália.

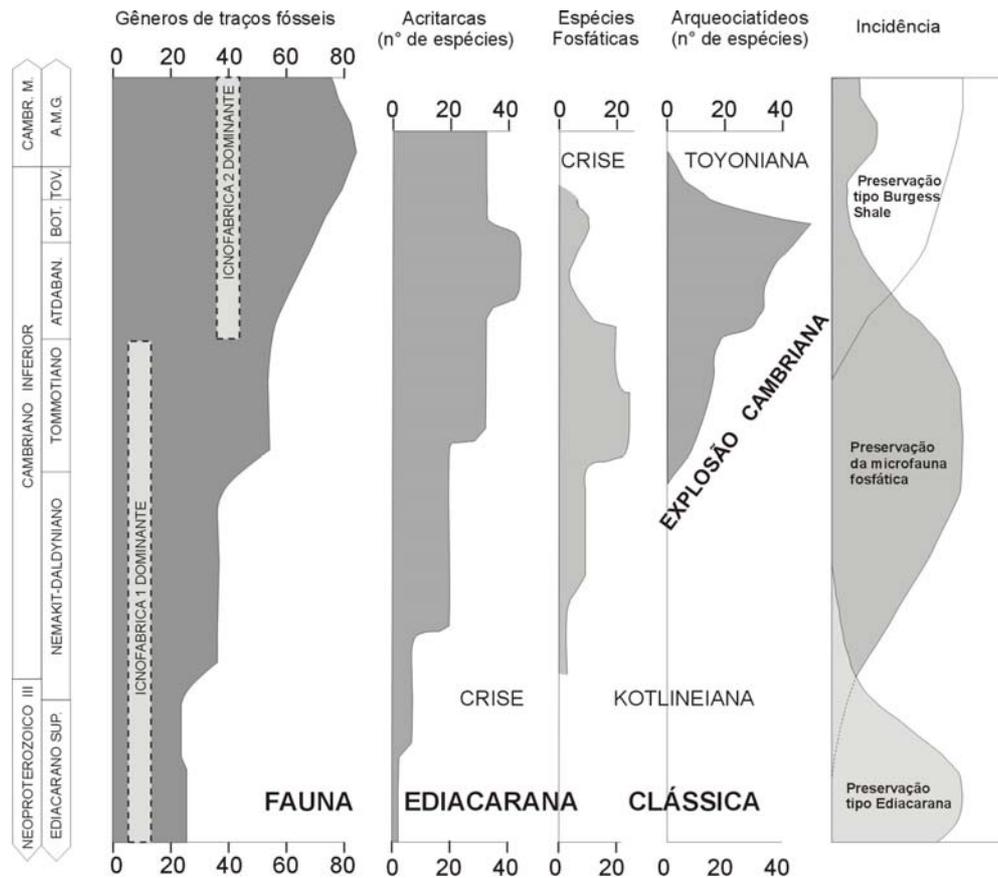



Figura 8. Principais ocorrências biológicas do intervalo Neoproterozóico/Proterozóico.

6. EVIDÊNCIAS DE VIDA EDIACARANA NA BACIA DO ITAJAÍ

A Bacia do Itajaí é um excelente local para investigação dos processos ocorridos no final do Proterozóico, tendo preservado grandes afloramentos com excelentes exposições de estruturas sedimentares, camadas de tufo ácido, estruturas sedimentares biogênicas (*wrinkle marks*) e impressões fósseis. Além disto, foram reportados para esta bacia remanescentes de vida cambriana, o que contradiz as idades absolutas até então obtidas para esta unidade, que indicam idades em torno de 600 Ma (Ediacarano inferior).

O registro de fósseis para esta unidade vem contribuir para o conhecimento desta fase da história da Terra em que são raros os registros de vida macroscópicos.

Os tópicos a seguir apresentam os dados paleobiológicos até o momento levantados na Bacia do Itajaí.

6.1. A assembléia fossilífera

No Brasil, os registros de atividade orgânica do Proterozóico Superior (icnofósseis) foram descritos por Netto *et al*. (1992) para a Bacia do Camaquã – Sub-bacia Maricá (RS) e por Ciguel *et al*. (1992) para a Formação Camarinha (PR). Por outro lado, fósseis corpóreos do final do Ediacarano (*Cloudina lucianoi* e *Corumbela werneri*) ocorrem em fosforitos e calcários do Grupo Corumbá (MS) e são reportados desde a década de 1940 (Babcock *et al*. 2005).

A primeira ocorrência de organismos fósseis para a Bacia do Itajaí foi reportada por Paim *et al*. (1997a); Leipnitz *et al*. (1997) e da Rosa *et al*. (1997), registrando a presença de impressões de escleritos de *Chancelloria*, organismo exclusivo do período Cambriano, segundo Conway-Morris (1992).

De forma preliminar, Netto & Zucatti da Rosa (1997) apresentaram também registros de atividade orgânica (icnofósseis) indicativos de idade cambriana ocorrentes na Bacia do Itajaí.

As ocorrências fossilíferas apresentadas neste trabalho foram estudadas a partir de amostras coletadas em afloramentos pertencentes aos depósitos de pró-delta da Bacia do Itajaí (Figura 9).

Figura 9. Detalhe do afloramento de depósitos prodeltáicos da porção mais profunda preservada da paleobacia do Itajaí, de onde foi coletada a maioria das amostras estudadas neste trabalho (Afloramento A16). A seta indica o topo das camadas.

6.1.1. *Wrinkle Marks*

Descrição. são caracterizadas por uma textura enrugada, dobrada, geralmente irregular, no topo de camadas milimétricas de arenitos finos a sílticos, as vezes distorcendo ou dobrando o acamamento original. (Figura 10 e Figura 11).

Ocorrência: em diversos afloramentos correspondentes a depósitos siliciclásticos prodeltáicos da bacia, sendo muitas vezes a única ocorrência em tais depósitos. Podem formar conjuntos centimétricos de camadas, intercaladas com níveis sem qualquer outro indício de atividade orgânica. Estão mais bem preservados nos afloramentos J2, J18, J19, C13, B23, B42, M9, E22, E23, E26 e E28.

Discussão: na literatura, as texturas sedimentares enrugadas de origem biogênica são conhecidas também como *elephant skin*, *microbial mats*, *wrinkle structures* ou tapetes algálicos. São menos óbvios que os estromatólitos, pois não modificam tão profundamente o leito subaquoso onde subsistem.

Na forma de estromatólitos, os tapetes microbianos ocorrem em carbonatos e *cherts*, desde cerca de 3,5 Ga. No final do Proterozóico, entretanto, houve um brutal declínio na quantidade e diversidade destas construções biogênicas, que coincide com a evolução e diversificação dos metazoários (Nitecki 1981).

Estruturas semelhantes formam-se até os nossos dias pela interação entre sedimentos e modernas comunidades microbianas, porém no registro fóssil estas estruturas praticamente desaparecem no Ordoviciano, provavelmente devido ao aumento da bioturbação (Hagadorn & Bottjer 1997).

As *wrinkle marks* representam impressões do material microbiano que acarpetava o assoalho oceânico neoproterozóico, podendo ter formado um substrato firme, porém pegajoso o suficiente para que organismos “encrustantes” como os medusóides, por exemplo, pudessem fixar-se (Seilacher 1999). Conforme este autor, sedimentos siliciclásticos não preservam a matéria orgânica que forma estes tapetes microbianos.

Na Bacia do Itajaí a feição mais abundante é a de tipo *elephant skin.* O afloramento J18 representa o maior é o mais importante registro destes tapetes algálicos, que contém também impressões do espongiário *Choia* sp.

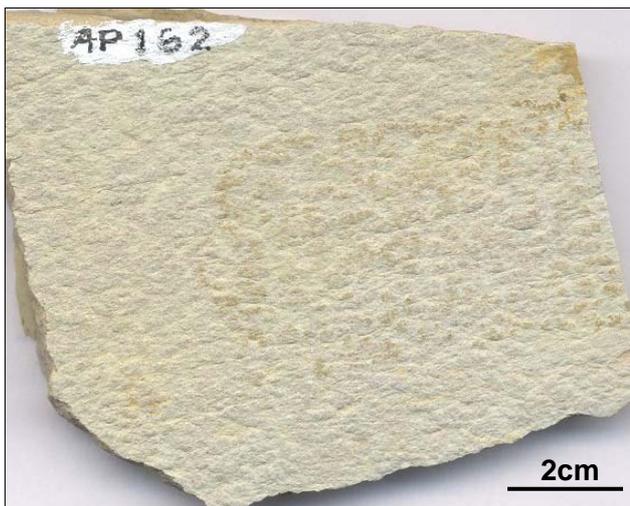



Figura 10. Amostra do afloramento J19, com textura biogênica do tipo *elephant skin*, o mais abundante registro de atividade orgânica da Bacia do Itajaí.

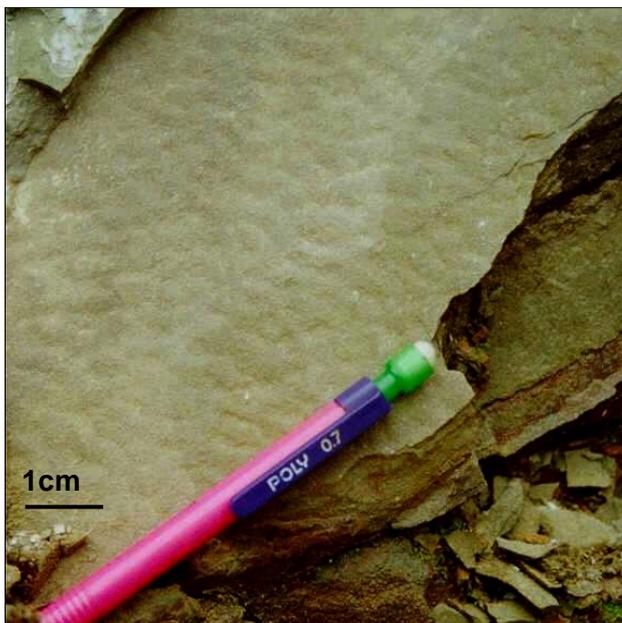



Figura 11. Exemplo de *Wrinkle mark* encontrada em depósitos plataformais relativamente mais profundos que os da figura anterior (afloramento C13).

6.1.2. Chancelorídeo ediacarano ou “edredons microbianos”?

Descrição: moldes e impressões de organismo que, de maneira geral apresenta-se estruturado em forma de trama ou rede de padrão triangular e/ou quadrangular, com elementos maiores de morfologia estrelar (Figuras 12, 13, 14). Estes elementos mais visíveis são compostos por 4 a 6 raios tangenciais alongados (2,0 – 7,5 mm de comprimento), que afinam a partir de um disco central (1 – 3 mm de diâmetro) (Figura 15). Nos raios observa-se uma suave depressão central longitudinal, que torna-se mais marcada à medida em que se aproxima do disco central (Figura 14). O relevo vertical é mínimo ou inexistente (máximo 1,5 mm, na área central). Nota-se brilho sedoso em uma quantidade significativa de exemplares (Figura 16).

Ocorrência: os principais afloramentos deste organismo são A16 e B42, onde estes dispõe-se uniformemente nos planos de acamamento de siltitos e argilitos finamente laminados. Tais registros foram encontrados, em maior ou menor grau de preservação, em alguns afloramentos relacionados a ritmitos, nos afloramentos A23, B14, B43, E23, E26.

Discussão: em várias amostras coletadas nota-se uma diferença de cor entre impressão/molde (cinza com brilho sedoso) e matriz (cinza mais claro, opaco). Contudo, conforme análise EDS ao microscópio eletrônico de varredura, não ocorre diferença composicional significativa entre molde e matriz (Figura 17). As imagens obtidas evidenciam uma diferença estrutural na amostra, como se o sedimento estivesse submetido a certa pressão no local da impressão/molde.

Se houve algum tipo de biomineralização, esta deve ter sido muito limitada, levando-se em conta o relevo quase inexistente das impressões encontradas.

Certas amostras possuem fósseis onde alguns dos elementos encontram-se em relevo côncavo enquanto outros estão preservados em epirelevo na mesma face da amostra e no mesmo plano de acamamento. Como não há indício de biomineralização, pode-se supor que a densidade do organismo não fosse uniforme; certas partes (os elementos maiores) poderiam ser mais formes ou mais rígidas que outras (Figura 13).

Paim *et al*. (1997a), consideraram tais fósseis como impressões de escleritos de *Chancelloria* sp., organismo ocorrente em diversas localidades de idade Cambriano Inferior a Médio, em nível mundial.

Escleritos de Chancelloridas foram primeiramente descritos por Walcott (1920, *in*: Beresi & Rigby 1994) para sedimentos do Cambriano Médio do Folhelho Burgess (Columbia Britânica, Canadá). Foram a princípio incluídas nos Porífera (família das Heteractinida - esponjas calcárias); e Sdzuy (1969) considerou-as como um grupo sem ancestral, precedente dos três maiores grupos de espojas atuais. Conforme Rigby (1983) e Rigby (1986), parece difícil que estas tenham sido realmente esponjas, devido ao grande tamanho de suas espículas; além deste fato, as espículas das Chancelloridas são ocas e aparentam ter sido secretadas de forma diferente das esponjas atuais.

Para Collins (1989), *Chancelloria* é considerado um organismo semelhante à esponja (*sponge-like*). Por outro lado, Bengtson *et al*. (1990,) incluem-nas nos Coeloscleritophoros, junto com, entre outros, *Wiwaxia*. Briggs *et al*. (1994) chamam-nas de “animais cercados por escleritoma”.

Em forma geral e hábito são notavelmente semelhantes às esponjas (*sponge-like*), mas devido aos raios de seus escleritos serem ocos e possuírem foramen basal (o que não ocorre com as espículas de esponjas atuais), foram convencionalmente agrupados aos Coeloscleritophora (Bengtson *et al*., 1990), grupo de metazoários até o momento exclusivo do Cambriano. Como muitos grupos orgânicos deste período, são constituídos por escleritos.

Escleritos são estruturas esqueletais internas ou externas, ocas, biomineralizadas, de constituição química original incerta, que teriam sido moldados durante o crescimento ontogenético do animal. No caso dos Chancelloridas, formavam uma cobertura contínua chamada escleritoma, que possuía forma de saco (Bengtson & Conway Morris 1992).

Conforme Butterfield & Nicholas (1996), os Chancelloridas são constituintes comuns, diversificados e morfologicamente complexos das biotas do Cambriano Inferior e Cambriano Médio.

Na Índia, bem como na Austrália, China e Mongólia, são encontradas espículas silicificadas de espongiários hexactinelidas juntamente com acritarcos neoproterozóicos (Tiwari *et al*., 2000) e Bengtson (informação verbal) estaria iniciando agora uma investigação sobre impressões que aparentam ser chancellorídeos em depósitos vendianos na China.

Os escleritos de Chancelloridas estudados por Bengtson *et al*. (1990) nos folhelhos da Formação *Little Bear* (noroeste do Canadá) apresentam-se preservados como filmes

reflexivos de carbono orgânico, podendo ser destacados da matriz com uma solução de HF (ácido fluorídrico).

Os elementos mais visíveis na rede encontrada na Bacia do Itajaí são morfologicamente idênticos aos descritos por Butterfield & Nicholas (1996) (Figura 15b), porém, ao contrário dos estudados por estes autores, as formas encontradas na bacia preservaram-se apenas como moldes, sem qualquer evidência de escleritos ou de filmes orgânicos.

Apesar das diferenças acima apresentadas, a comparação morfológica entre os elementos maiores e melhor preservados da Bacia do Itajaí e os descritos na bibliografia consultada pode levar à especulação de que nesta bacia teria proliferado um tipo diverso, talvez mais complexo, de tapete microbiano, com uma estrutura interna mais densa que proporcionaria sustentação a um organismo gelatinoso, ainda não mineralizado e delimitado como os Chanchellorideos (Figura 20). Posteriormente, no Cambriano, estes elementos de suporte poderiam mineralizar-se e individualizar-se em organismos menores.

Quanto à paleoecologia, os Chanchellorideos são geralmente encontrados em sedimentos de plataformas abertas ou taludes, refletindo ambientes de águas relativamente calmas, com boa circulação de nutrientes. Os tapetes microbianos neoproterozóicos eram comuns em substratos siliciclásticos de inframaré.

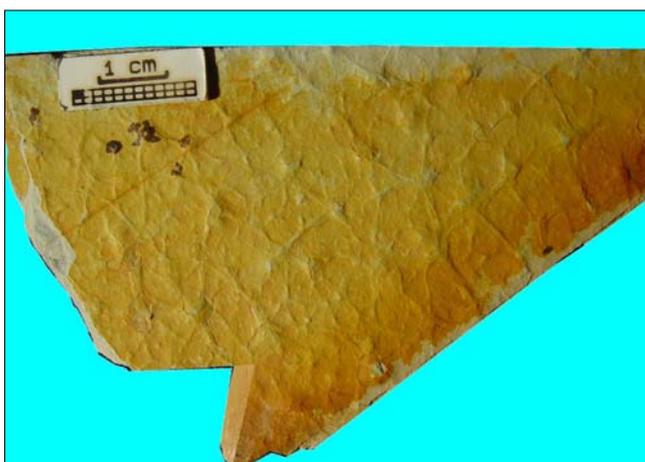



Figura 12. Amostra contendo impressões do organismo que aparentemente atapetava o leito da paleobacia do Itajaí, nas regiões de águas tranqüilas, abaixo do nível de base das ondas de tempestade (Afloramento A16).

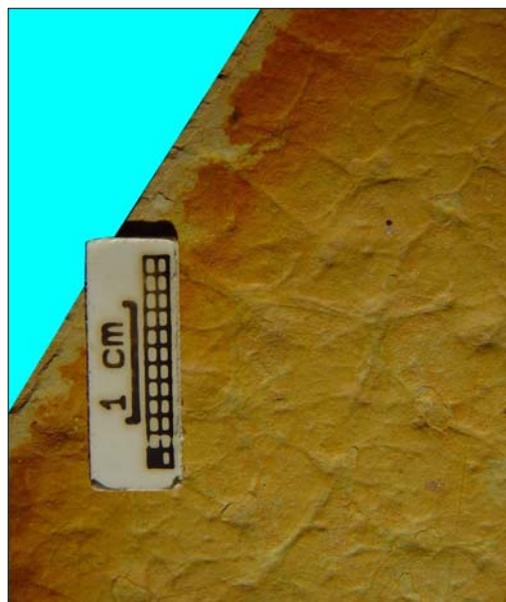



Figura 13. Detalhe da figura anterior, mostrando arranjo dos elementos maiores do organismo. A cor amarelada é causada por óxido de ferro.

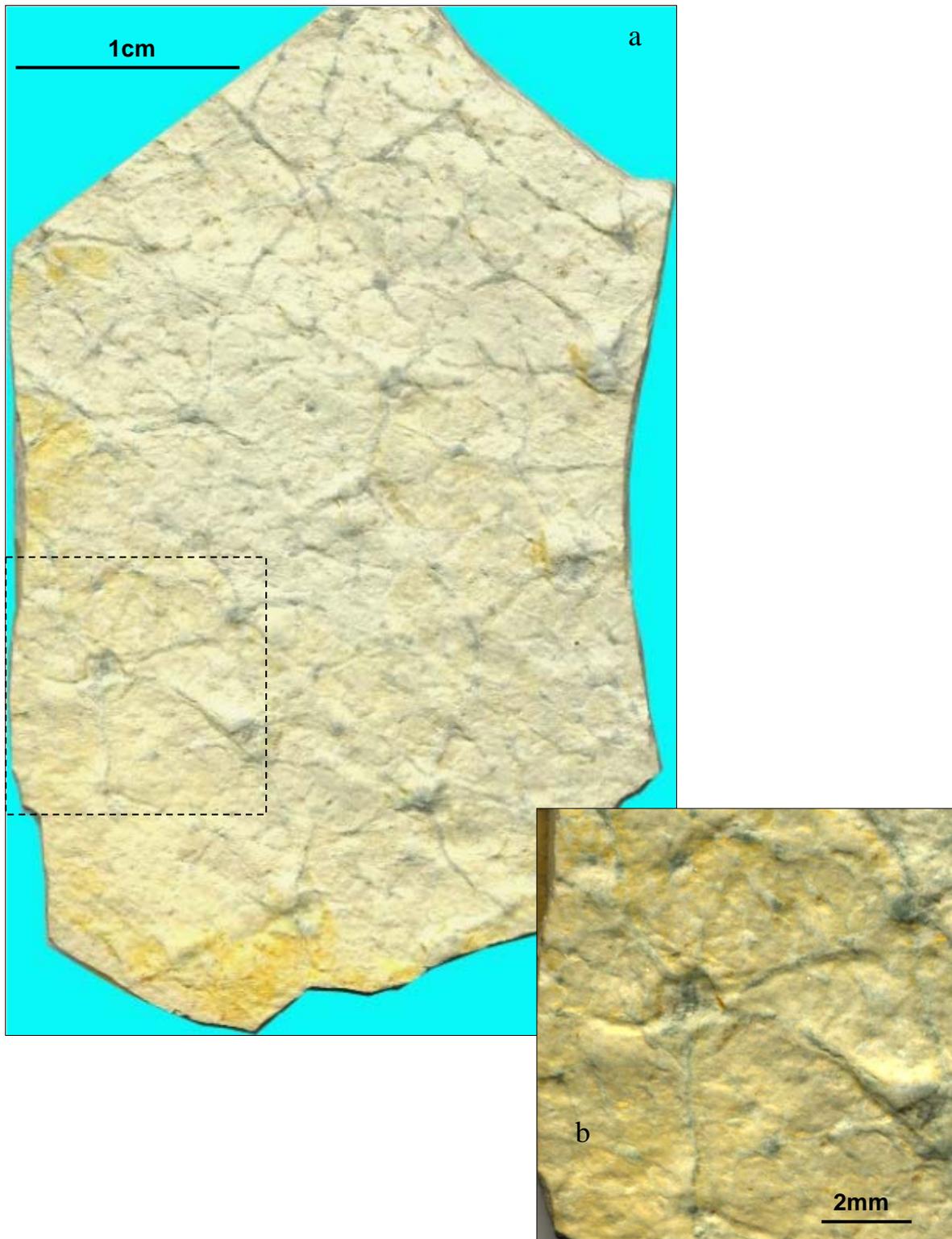



Figura 14. Amostra (a) cujos elementos maiores estão dispostos de forma mais aleatória que na amostra anterior. No detalhe (b) é possível a forma de estrela de um dos elementos maiores, com os raios afinando a partir do centro.

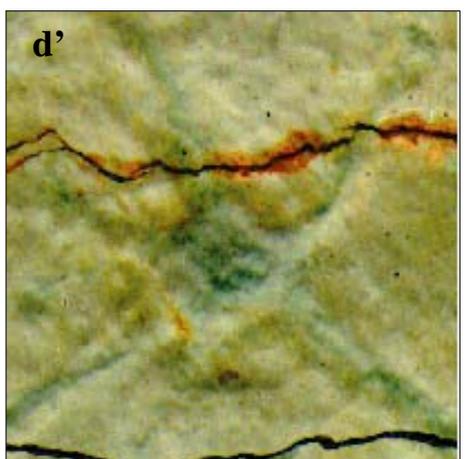
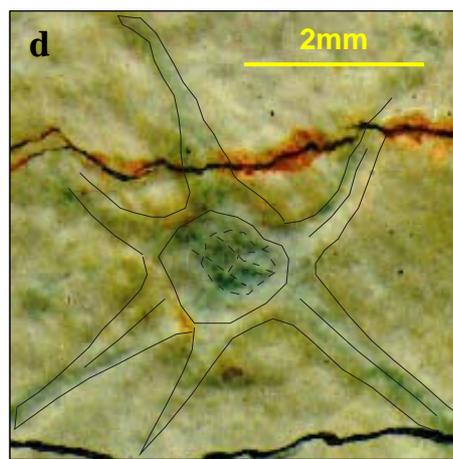
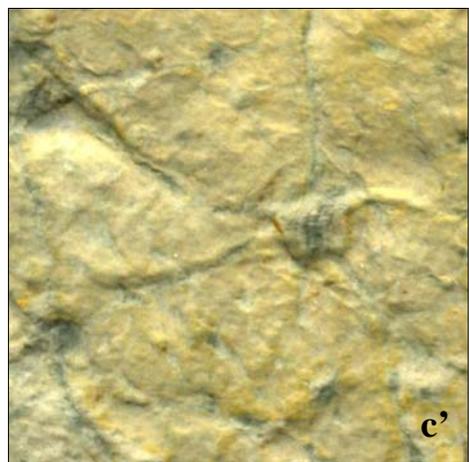
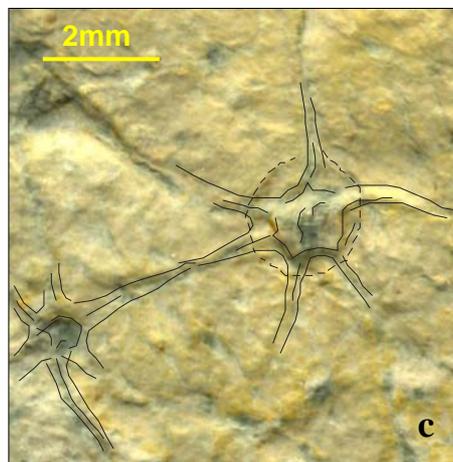
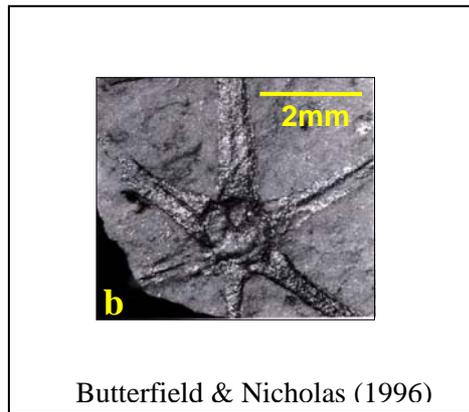
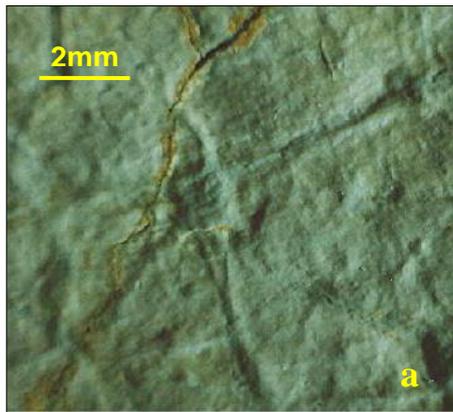



Figura 15. (Afloramento A16) Alguns dos elementos maiores das amostras analisadas com os detalhes que os tornam semelhantes aos escleritos de *Chancelloria* sp (a, c, c1, d, d’). O centro destes elementos é mais espesso que os raios e possui um padrão enrugado que poderia ser o resquício de um outro braço, talvez menor. Sobre o esclerito da foto (b) observa-se um filme de carbono (Butterfield & Nicholas 1996).

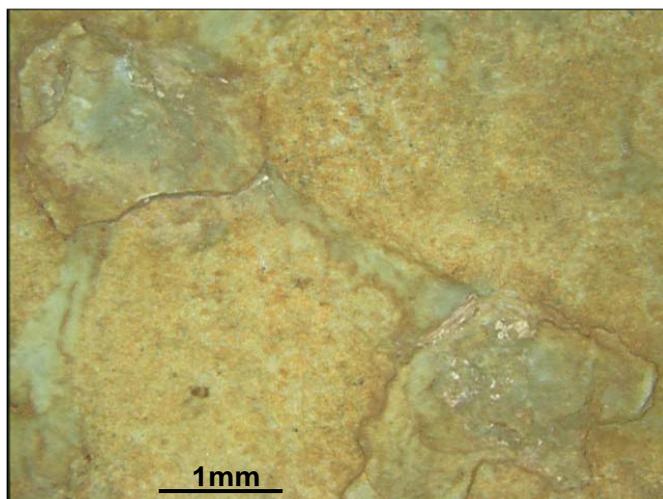



Figura 16. Detalhe de amostra na qual a parte central e alguns dos raios dos elementos maiores preservaram-se como se houvessem sido deformados em um processo sin-sedimentar. Nesta amostra observa-se o brilho sedoso que diferencia os elementos maiores da matriz (Afloramento A16).

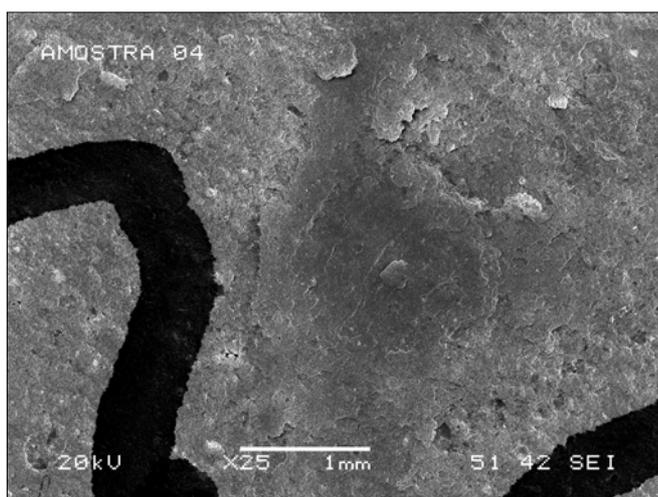



Figura 17. Fotomicrografia de uma das amostras que foram submetidas à análise EDS (Afloramento A16). Foram analisados pontos na área central (escura) e nas áreas mais claras ("matriz"). O padrão do resultado indica que não há diferença química significativa na amostra, que é composta basicamente por aluminossilicatos.

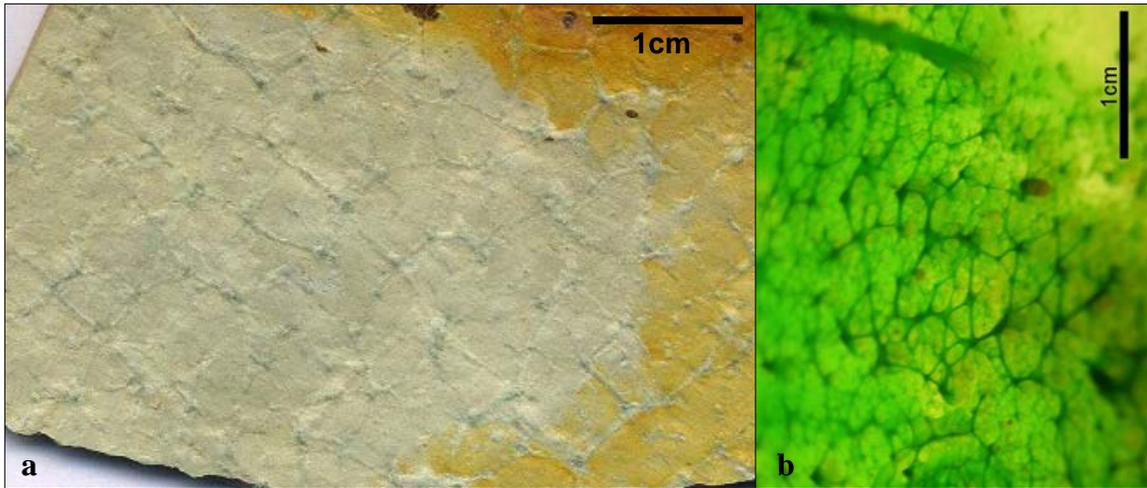



Figura 18. Comparação entre amostras do material fóssil analisado (a) e de esteira microbiana filamentosa viva (b) *Pseudanabaena*, cultivada em substrato arenoso fino por Megan Murphy e Rebekah Shepard, da universidade de Califórnia Davis, Canadá (foto fornecida por Begtson, informação verbal). Em ambas nota-se o padrão “triangular” formado entre as pontes (braços?) e os centros nodulosos. Amostra do Afloramento A16.

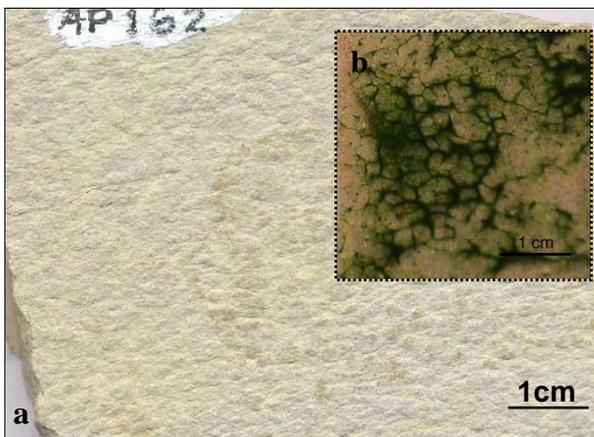



Figura 19. Esteira microbiana fóssil da Bacia do Itajaí (a) (J19) e material vivo atual (b). O organismo que produz os dois padrões mostrados nas fotos canadenses é o mesmo, a cianobactéria *Pseudanabaena*. A diferença é causada pela velocidade da mobilidade celular do organismo. A morfogênese deve-se a mobilidade celular, onde as estruturas se desenvolvem mais rapidamente que a divisão celular do organismo, cfe. Megan Murphy e Rebekah Shepard (Bengtson, informação verbal).

Figura 20. Reconstituição esquemática do “edredon chancellorídeo” da Bacia do Itajaí: organismo filamentoso/gelatinoso com partes mais densas que poderiam ser responsáveis pelas estruturas preservadas no sedimento fino dos depósitos prodeltáicos da bacia.

6.1.3. *Choia* sp.?

Descrição: formas circulares à levemente ovais compostas por numerosos raios retilíneos, que partem de um ponto central. Nas formas ovaladas o centro tem aspecto linear. Os raios encontram-se aparentemente unidos (ou sobrepostos), possuindo espessura sub-milimétrica. Próximo ao centro, a maior concentração de raios mais curtos forma um “disco” ou “coroa interna”, levemente cônico, com diâmetro variável entre 6 e 8 mm. Raios maiores, dispostos de forma bastante regular ao redor da coroa central, visíveis na maioria dos exemplares, formam uma “coroa externa” que possui diâmetros entre 12 e 14 mm (Figura 21).

Ocorrência: os espécimes acima descritos foram encontrados em afloramentos constituídos por ritmitos (B42, J19 e M09). São as únicas formas macroscópicas encontradas nos afloramentos. Estão geralmente isoladas, e às vezes, quando mais próximas entre si, os raios mais longos sobrepõe-se uns sobre os outros. Estão preservadas como impressões em alto e baixo relevo nas camadas e formam um cone de elevação mínima (~1 mm no centro). O baixo grau de preservação e o registro bibliográfico confuso geraram dúvidas quanto a sua descrição e classificação (Netto & Zucatti da Rosa 1997; Paim *et al*. 1997a).

Discussão:

As dúvidas quanto a sua classificação, decorrem de as impressões encontradas serem assemelhantes tanto ao icnogênero *Oldhamia* quanto ao gênero *Choia*, um espongiário fóssil do Cambriano Inferior. Esta semelhança tem gerado distintas opiniões na literatura, e provavelmente ocorre porque as primeiras representações do fóssil *Choia* eram desenhos esquemáticos ou reproduções artísticas. Neste trabalho, foi feita uma tabela comparativa entre as duas formas e o material encontrado na Bacia do Itajaí, utilizada na classificação do material analisado (Figura 22).

O icnogênero *Oldhamia* é um registro de pastagem gerado por um organismo da infauna bentônica séssil, que se alimentava “raspando” o sedimento ao redor da escavação por ele construída (Aceñolaza 1978). Conforme Hofmann *et al*. (1994), este icnogênero possui distribuição mundial e é restrito a sedimentos de águas profundas (sedimentos

siliciclásticos finos ou intercalações argilito/siltito). Seu registro temporal ocorre entre o Cambriano Inferior e base do Cambriano Médio (Aceñolaza 1978; Lindholm & Casey 1990; Hofmann *et al*. 1994). A espécie tipo que mais se assemelha à forma encontrada na Bacia do Itajaí é *Oldhamia radiata* Forbes 1949 (*in* Häntzschell 1966).

O gênero *Choia* é um registro fóssil atribuído a uma pequena esponja circular ou levemente elíptica, cujo esqueleto forma um "tufo" de espículas monoaxônias, as mais curtas compondo um disco compacto e as mais longas, intercaladas formando uma espécie de coroa. *Choia* fazia parte da epifauna bentônica séssil, em sedimentos de plataforma aberta com substrato "lamoso", e as espículas mais longas ajudariam a fixar o animal.

Seu registro temporal a restringia ao Cambriano Médio (Moore 1952; Häntzschell 1966; Bengtson *et al*. 1990; Gunther & Gunther 1994), porém estudos mais recentes reportam a ocorrência de espongiários do gênero *Choia* em depósitos do Cambriano Inferior da China, tanto em rochas siliciclásticas de ambiente marinho raso (Dornbos *et al.* 2005) quanto em folhelhos betuminosos de ambiente marinho mais profundo (Xiao *et al.* 2005).

A tabela de comparação (Figura 22) mostra as principais diferenças morfológicas entre *Oldhamia radiata* Forbes, 1849 e *Choia carteri* Walcot, 1920, em relação ao material descrito para a Bacia do Itajaí.

Na tentativa de classificar os espécimes da Bacia do Itajaí, utilizou-se como critério o grau de semelhança entre o material encontrado e as descrições constantes nas bibliografias estudadas, uma vez que as representações gráficas e fotos não apresentaram critérios seguros para classificação. *Choia carteri* Walcot, 1920 é a espécie tipo que mais se relaciona aos espécimes encontrados na Bacia do Itajaí.

Por este critério, as impressões analisadas pertenceriam à espécie *Choia carteri* Walcot, 1920.

A hipótese, também aventada, de que tais estruturas sejam moldes decorrentes da dissolução de cristais radiais aciculares de pirita (marcassita) não está descartada. Contudo, a ausência de qualquer resquício mineral, biomineral (ou de um mineral diagenético substituto) no material estudado, e a baixa regularidade das impressões tornam menos provável que se trate de estruturas inorgânicas. Além disso, os raios que se inserem no

sedimento e que talvez “fixassem” o animal ao fundo lamoso são claramente visíveis em amostras do afloramento B42.

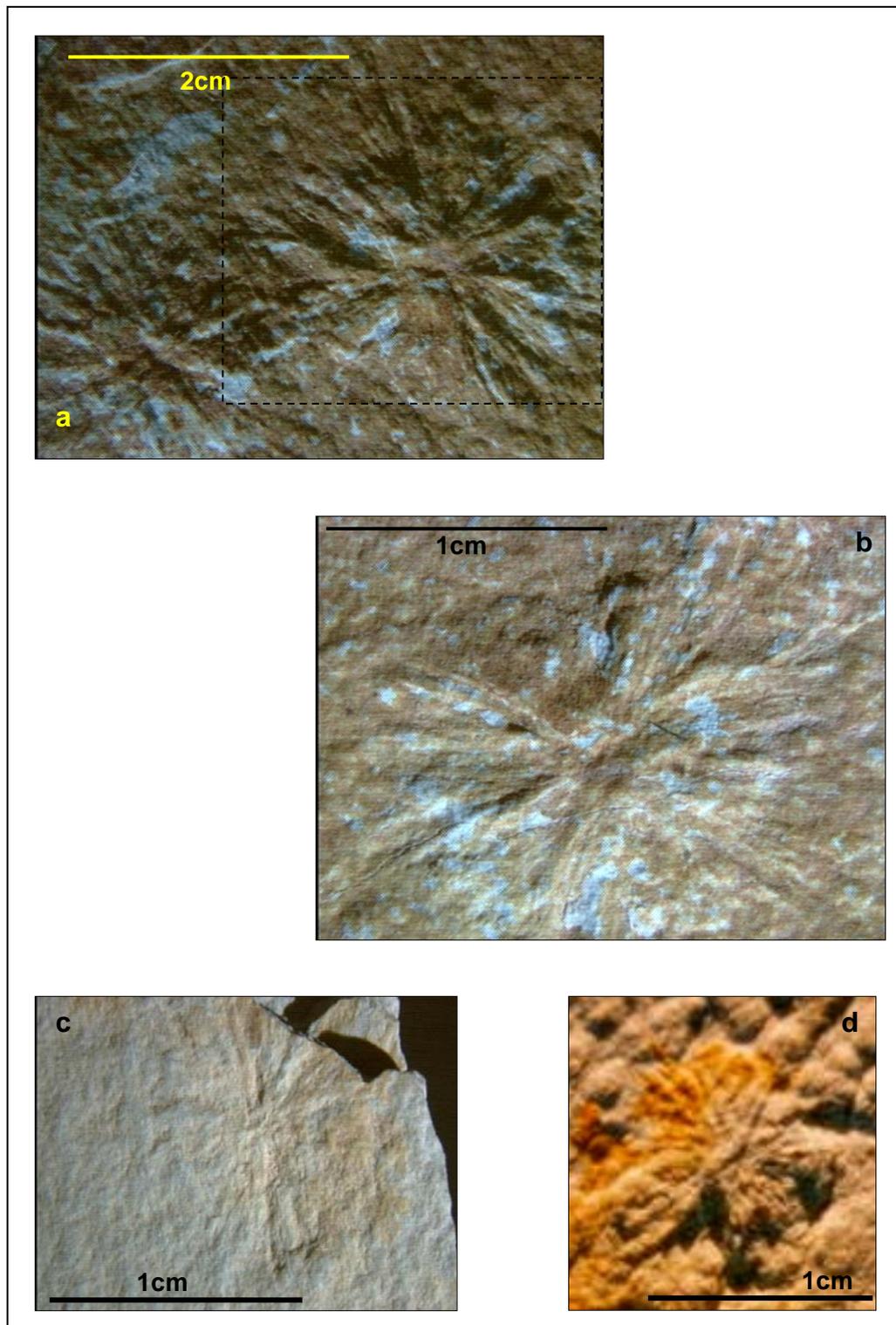



Figura 20. Exemplares de *Choia* sp da Bacia do Itajaí. (a) e (b) é o mesmo espécime sob diferentes graus de incidência de luz; (d) é um indivíduo ovalado; (c) pertence ao Afloramento M9. Os demais exemplares são do Afloramento J19.

	Choia	*Oldhamia*	**Material Descrito**
Forma	Circular à oval	Estrelada; simetria bilateral (raro padrão radial contínuo)	Circular à (levemente) oval
Disposição (dos raios) na camada	Imersos, formando cone 1,5 mm acima da camada	Paralela ao acamamento	Imersos na camada, formando cone pouco pronunciado
Disp. em relação uns aos outros	Aparentemente soldados entre si	Espaçados entre si	Aparentemente soldados entre si
Disp. em relação ao ponto central	Regular	Irregular, com zonas mal definidas	Regular
Forma dos raios	Espículas retilíneas	Raios retilíneos a levemente recurvados	Retilíneos
Espessura dos raios	0,01-0,02mm/0,03-0,04mm	0,1-1mm	Submilimétricos
Compr. dos raios	2-3mm/4-7mm	6-10mm	3-4mm/6-7mm
Quantidade de raios	Numerosos e indefinidos	9-22	Numerosos e indefinidos
Diâmetro	8-12mm/14-30mm	6-22mm	6-8mm/12-14mm
Paleoecologia	Epifauna bentônica (séssil), suspensívoro	Epifauna bentônica (séssil), traço de pastagem	Epifauna bentônica (séssil)
Paleoambiente	Plataforma aberta, substrrato lamoso	Restrito a águas profundas	Pró-delta, abaixo do nível de base das ondas de tempestade
Preservação	Geralmente moldes	Traço	Moldes
Idade	Cambriano Inf – Cambriano Médio	Camb. Inf. – base Cambriano Médio	Ediacarano inferior.

Figura 22. Diferenças morfológicas básicas entre o espongiário *Choia carteri* Walcott (1920) e o icnofóssil *Oldhamia radiata* Forbes (1948). Comparação entre os dados da literatura e o material descrito para a Bacia do Itajaí.

6.1.4. *Parvancorina* sp.

Descrição: impressão em baixo relevo, com forma de ferradura alongada e fechada, com as bordas mais consistentes e uma saliência (cerca de 0,5 mm) no eixo médio. O tamanho varia entre 8-11 mm de comprimento e 5-7 mm de largura no eixo médio (Figura 23).

Ocorrência: estas impressões ocorrem nos planos de acamamento de siltitos prodeltáicos, isolados ou associados às esteiras algálicas. Descarta-se a hipótese de que tais

feições sejam resultantes da interação entre o fluxo e algum objeto no leito, pois as impressões ocorrem em diferentes direções no mesmo plano.

<u>Discussão</u>: *Parvancorina* foi primeiramente descrito como relacionado a um artrópode por Siebold & Stennius em 1845 (Lipps & Signor 1992), em sedimentos marinhos de infra-maré, portadores da fauna clássica ediacarana de *Flinders Ranges*, Sul da Austrália.

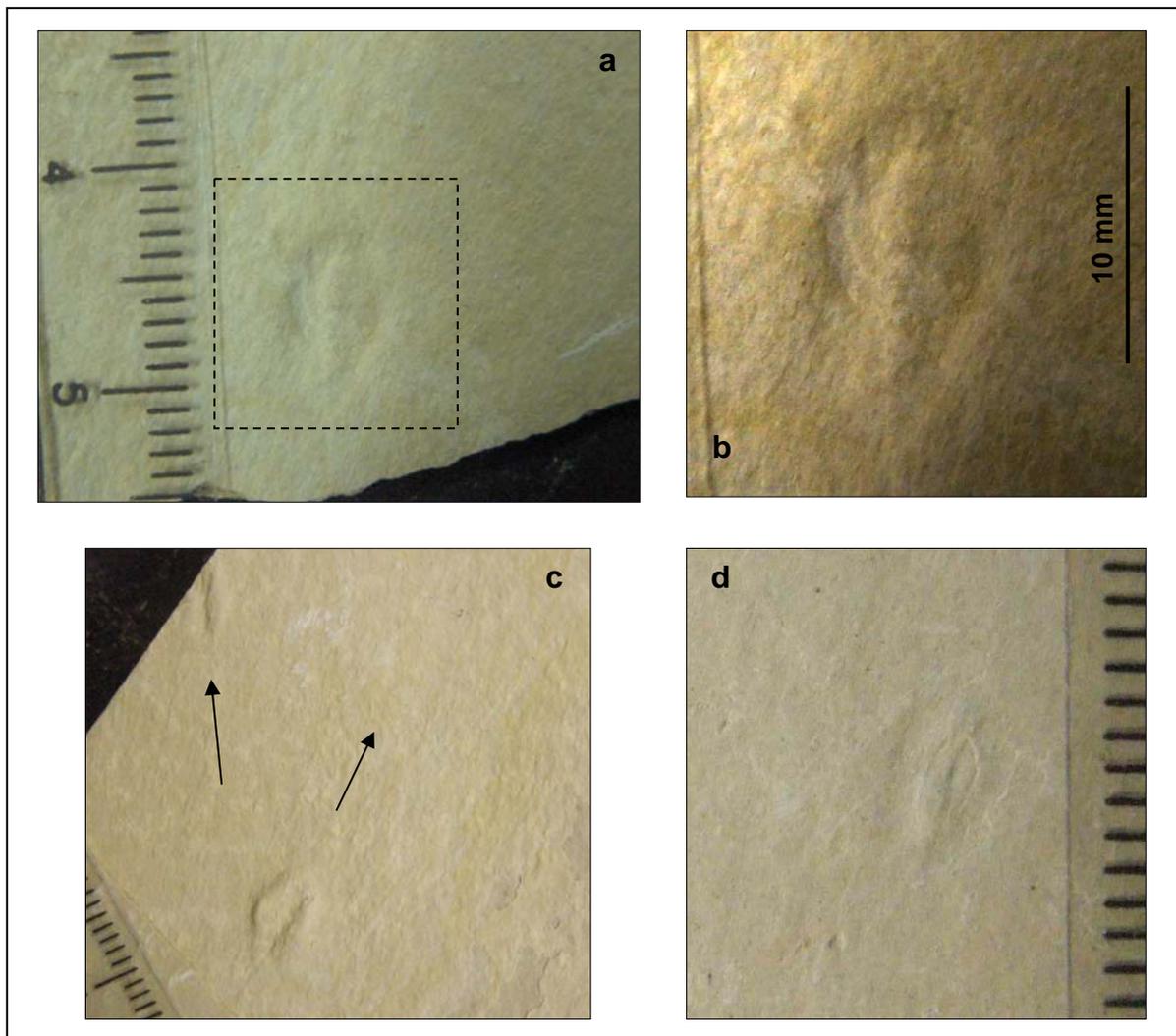



Figura 23. Exemplares de *Parvancorina* sp. (a) e (b) são fotos do mesmo espécime sob diferentes disposições de luz; (c) dois espécimes em diferentes direções no mesmo plano de acamamento; (d) espécime parcialmente enterrado coletado no afloramento D29.

6.1.5. Formas Medusóides

Ciclomedusa?: impressão em hiporelevo, muito pouco saliente, formada por dois círculos concêntricos. Seu diâmetro total é de 15 mm. Ocorre no afloramento A16, intercalada às camadas com Chancellorídeos, mas não no mesmo plano (Figura 24).

Charniodiscus?: impressão em hiporelevo, bastante sutil, em forma de dois círculos concêntricos, cujo diâmetro total é de 40 mm. O círculo externo sugere que o organismo foi dobrado na preservação. No círculo interno observam-se seis saliências circulares bastante tênues. Observa-se também uma impressão alongada sob a forma circular (poderia ser a haste do organismo) (Figura 25).

<u>Discussão</u>: os organismos medusóides eram importantes representantes da fauna ediacarana clássica e ocorriam nas bacias que se encontravam próximas à linha do Equador. A tímida presença de representantes destes organismos na Bacia do Itajaí pode estar refletindo condições climáticas menos favoráveis ao seu desenvolvimento. A princípio, descarta-se a hipótese da ocorrência de predação para explicar o baixo número de indivíduos encontrados, uma vez que nenhuma evidência neste sentido foi encontrada e que traços fósseis de organismos predadores são relativamente raros na bacia.

Quanto à impressão que se assemelha à base e parte da haste de um *Charniodischus*, esta seria a primeira ocorrência deste organismo fora do Ediacarano Superior, que é o período da fauna ediacarana clássica. O tamanho e o modo de preservação também não condizem com os *Charniodiscus* encontrados em diversas bacias que contém a fauna ediacarana, o que poderia ser decorrente de condições diferentes de oxigenação e salinidade.

A denominação sugerida para os espécimes descritos foi baseada em comparações com a bibliografia consultada (Seilacher 1992; Signor & Lipps 1992;). Contudo, o pequeno número de indivíduos identificados torna, no momento, temerária qualquer especulação neste sentido.

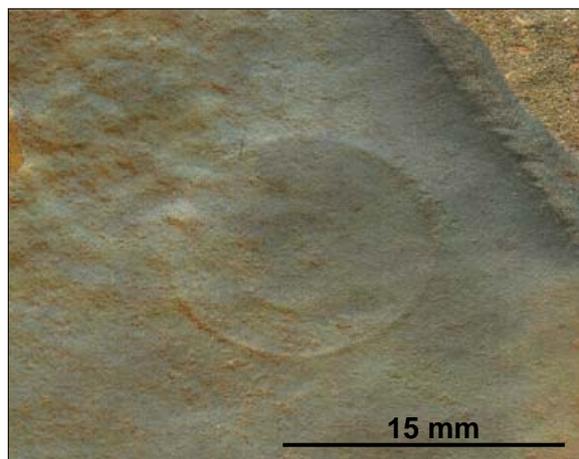



Figura 24. *Ciclomedusa*?. Impressão de um organismo medusóide simples, em camada sem os “edredons-chancellorídeos”.

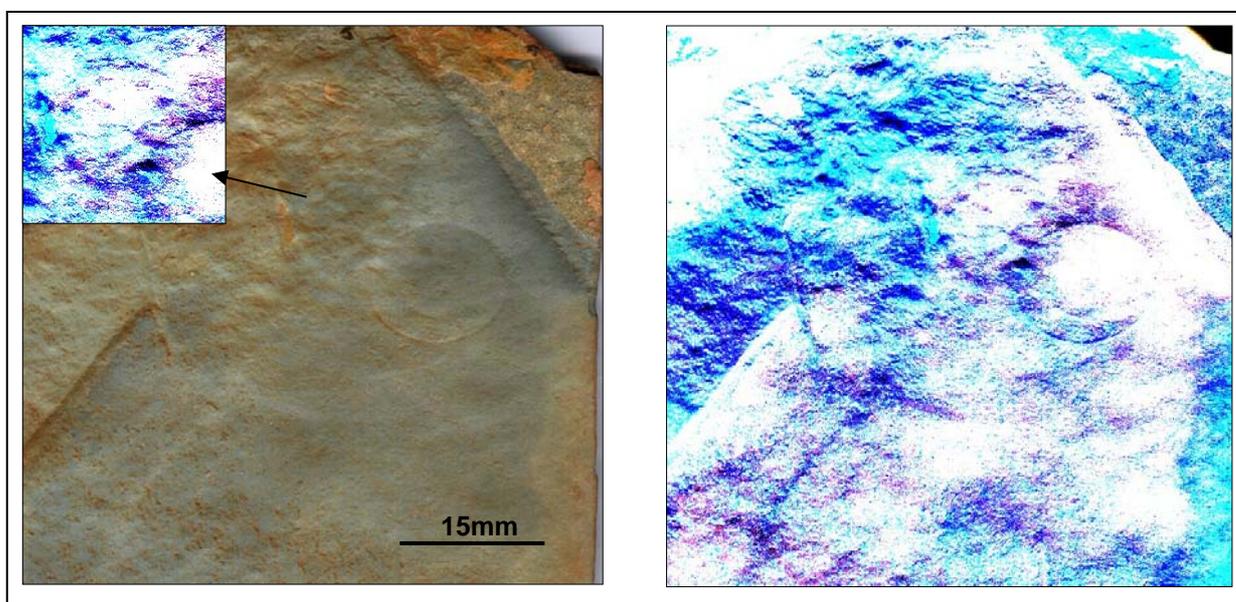



Figura 25. *Charniodiscus*?. Impressão semelhante a *Charniodiscus* sp. A imagem (b) foi obtida por diferenças de contraste no programa *Corel Photoshop*.

6.1.6. *Helminthoidichnites* isp. ou filamentos microbianos?

Descrição: impressões em alto relevo de filamentos lisos ou “cordões” sinuosos, ocasionalmente formando ângulos e sobrepondo-se, de espessura sub-milimétrica e uniforme, sem orientação preferencial e de comprimento variáve. (Figura 26).

Ocorrência: os traços ocorrem em afloramentos correspondentes a depósitos prodeltáicos. Encontram-se associados ao Morfotipo I e aos “edredons-chancellorideos”.

Discussão: Registros fósseis da atividade de organismos (icnofósseis) pré-ordovicianos no Brasil, foram descritos por Netto *et al*. (1992) na sub-bacia Santa de Bárbara (Bacia do Camaquã, RS) e atribuídos ao ediacaranos, indicando ambiente marinho para a bacia.

Ciguel *et al*. (1992) descrevem icnofósseis - *Gordia arcuata* - presentes em depósitos vulcano-sedimentares da Formação Camarinha (PR), igualmente indicativo de ambiente marinho. Sua idade estaria entre o Ediacarano e o Tommotiano (pré-Cambriano superior e parte inferior do Cambriano inferior).

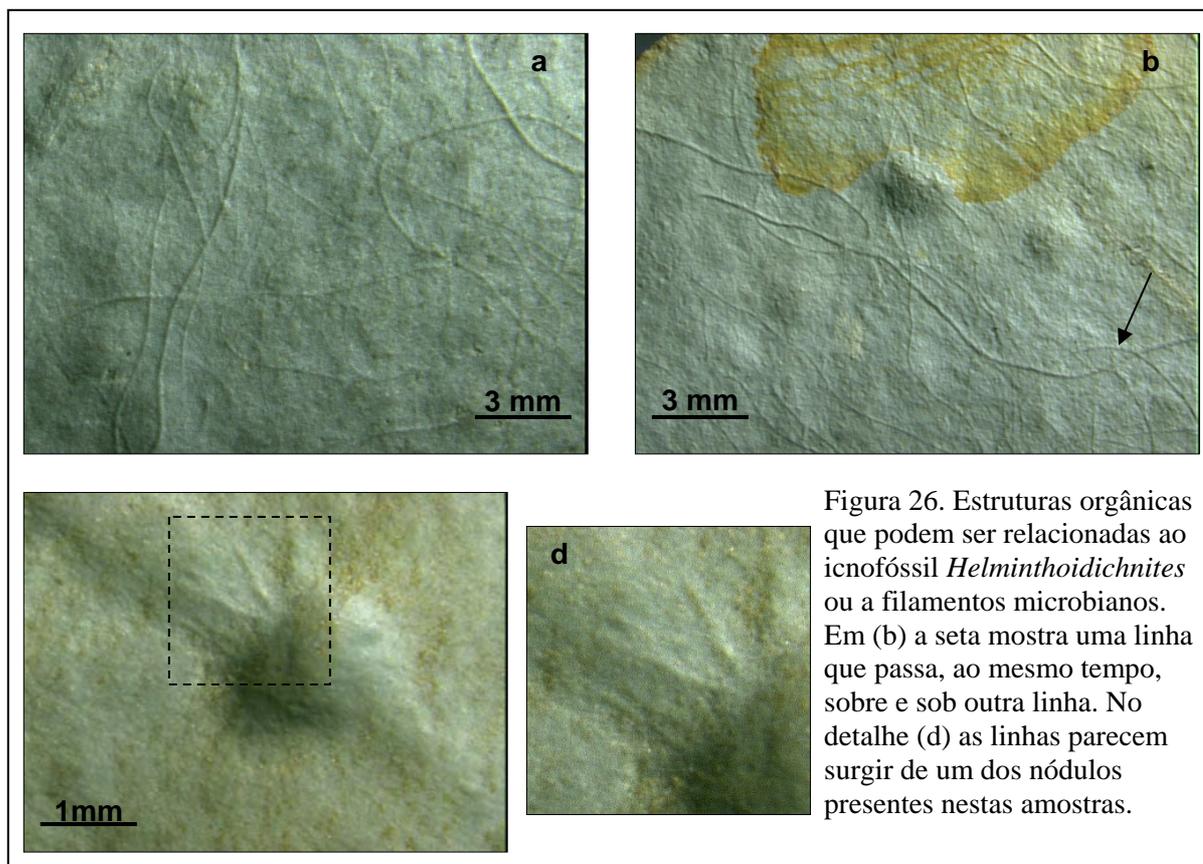
Netto & Zucatti da Rosa (1997), apresentaram de forma preliminar a ocorrência de traços fósseis da Bacia do Itajaí, em estratos da Formação Campo Alegre, principalmente os icnogêneros *Gordia*, *Diplocraterion* e *Oldhamia*?, estando os dois primeiros freqüentemente associados às impressões de espículas de *Chancelloria* sp. e a outros traços fósseis, como impressões de repouso de medusóides (?*Arumberia*).

Helminthoidichnites isp. é indicativo de ambiente marinho relativamente profundo (águas calmas com substrato lamoso), sendo representativo da atividade de locomoção e pastagem de organismo provavelmente vermiforme, epifaunal.

Netto & Zucatti da Rosa (1997) sugerem uma situação de *stress* ambiental, pela baixa diversidade dos icnofósseis e pelo tamanho e/ou profundidade das estruturas, bem menores que os registrados na literatura. Tal situação de *stress* poderia estar vinculada a baixas temperaturas (que seriam um fator condicionante), indicadas pela presença de feições sugestivas de ambiente periglacial (grânulos pingados e seixos facetados) na sucessão sedimentar (da Rosa *et al*. 1997).

Conforme Bengtson (2005, informação verbal), tais impressões poderiam estar relacionadas a filamentos de origem microbiana e não constituir um registro de atividade de um organismo vermiforme. A principal evidência é a regularidade na espessura do filamento e ocasionais angulosidades que não poderiam ocorrer na movimentação aleatória de um organismo.

Estas impressões delicadas e excepcionalmente bem preservadas indicam que a deformação na bacia não foi tão intensa em certos pontos

Figura 26. Estruturas orgânicas que podem ser relacionadas ao icnofóssil *Helminthoidichnites* ou a filamentos microbianos. Em (b) a seta mostra uma linha que passa, ao mesmo tempo, sobre e sob outra linha. No detalhe (d) as linhas parecem surgir de um dos nódulos presentes nestas amostras.

6.1.7. *Aspidella* sp.

Descrição: impressões ou moldes arredondados simples, levemente cônicos, não deformados ou pouco deformados, com pequena elevação das bordas em relação ao centro e uma protuberância central, preservados em baixo relevo. O tamanho é geralmente diminuto, entre 2 mm e 6 mm de diâmetro (Figura 27).

Ocorrência: são comuns nos depósitos marinhos prodeltáicos relativamente profundos da Bacia do Itajaí, abaixo do nível de base das ondas de tempestade.

Discussão: Gehling *et al*. (2000) realizaram uma ampla revisão a respeito das diversas formas de organismos circulares comuns no Ediacarano, reinterpretando-os como *Aspidella*, impressão fóssil descrita primeiramente por Billings em 1872 (Gehling *et al*.

(2000) como *Aspidella terranovica*, para as formas encontradas na península de Newfoundland, Formação Fermeuse, Grupo St. John.

Gehling *et al*. (2000) colocam uma série de discussões geradas a respeito destas morfologias circulares, como problemas de sinonímia, modos de preservação ou sobre a origem destas formas (inorgânica, icnofóssil, fóssil). Porém, independente destas discussões, sendo impressões de organismos de corpo mole ou estruturas sedimentares "não-atualistas", o fato é que deixaram de aparecer após o advento dos organismos cambrianos, indicando, portanto, o final do Ediacarano ou tempos mais antigos.

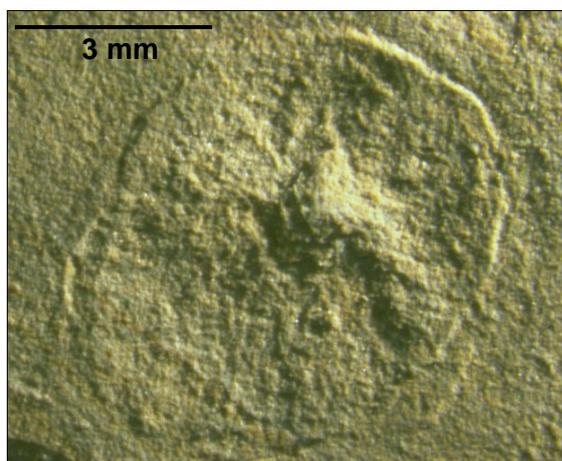



Figura 27. Exemplar de *Aspidella* sp. em arenito muito fino de depósitos prodeltáicos.

6.1.8. Microfósseis

Nas análises palinológicas efetuadas até o momento, encontra-se com relativa freqüência, microfósseis palinomorfos diversos, genericamente denominados acritarcos (Figura 28).

Acritarcos são, segundo Knoll (1992), vesículas microscópicas de parede orgânica, ornamentadas ou não, e posição sistemática incerta, embora pareça razoável interpretá-los como cistos reprodutivos de algas plantônicas. Alguns autores (Margulis *et al*. 1989; *in* Knoll 1992) interpretam as formas esféricas simples e de menor tamanho (10–20 mm), como cistos de protistas unicelulares.

Conforme Signor & Lipps (1992) a diversidade de protistas fitoplantônicos do tipo dos acritarcos aumenta à medida que se aproxima do final do Proterozóico, com formas cada

vez mais complexas no Proterozóico Superior. Por volta de 580 Ma, com o aparecimento dos metazoários ediacaranos, ocorre um declínio na diversidade e na complexidade do fitoplâncton, predominando apenas as formas esféricas mais simples. Nova radiação ocorre no Cambriano Inferior, e os acritarcos tornam-se geralmente mais complexos e ornamentados que as formas proterozóicas. A maioria das formas encontradas na Bacia do Itajaí são acritarcos esferomorfos simples, diferentes dos acritarcos gigantes adornados que proliferaram após o final da Glaciação Marinoana (621 Ma, conforme Zhang *et al*. 2005).

Estes microfósseis vêm sendo amplamente utilizados como auxiliares na localização temporal e paleoespacial de bacias sedimentares proterozóicas e paleozóicas do mundo inteiro. No Brasil, foram descritos, entre outros, por Sommer (1971, *in* Mendelson & Schopf 1992) para os sedimentos do Proterozóico do Grupo Bambuí (810 Ma), e por Quadros (1986) para sedimentos ordovicianos da Sub-Bacia do Alto Amazonas.

Sua importância estratigráfica está no fato de serem muito resistentes, podendo ser os únicos fósseis a permanecerem em rochas metamorfizadas como as ardósias, por exemplo.

Devido à importância deste registro na Bacia do Itajaí, ilustra-se trabalho algumas das formas de acritarcos encontrados. Não foi possível classificar o material, pois ainda não houve tempo suficiente para fazê-lo. Devido à riqueza em diversidade morfológica e quantidade dos palinomorfos encontrados, e a sua utilidade bioestratigráfica neste período, sugere-se um estudo posterior detalhado.

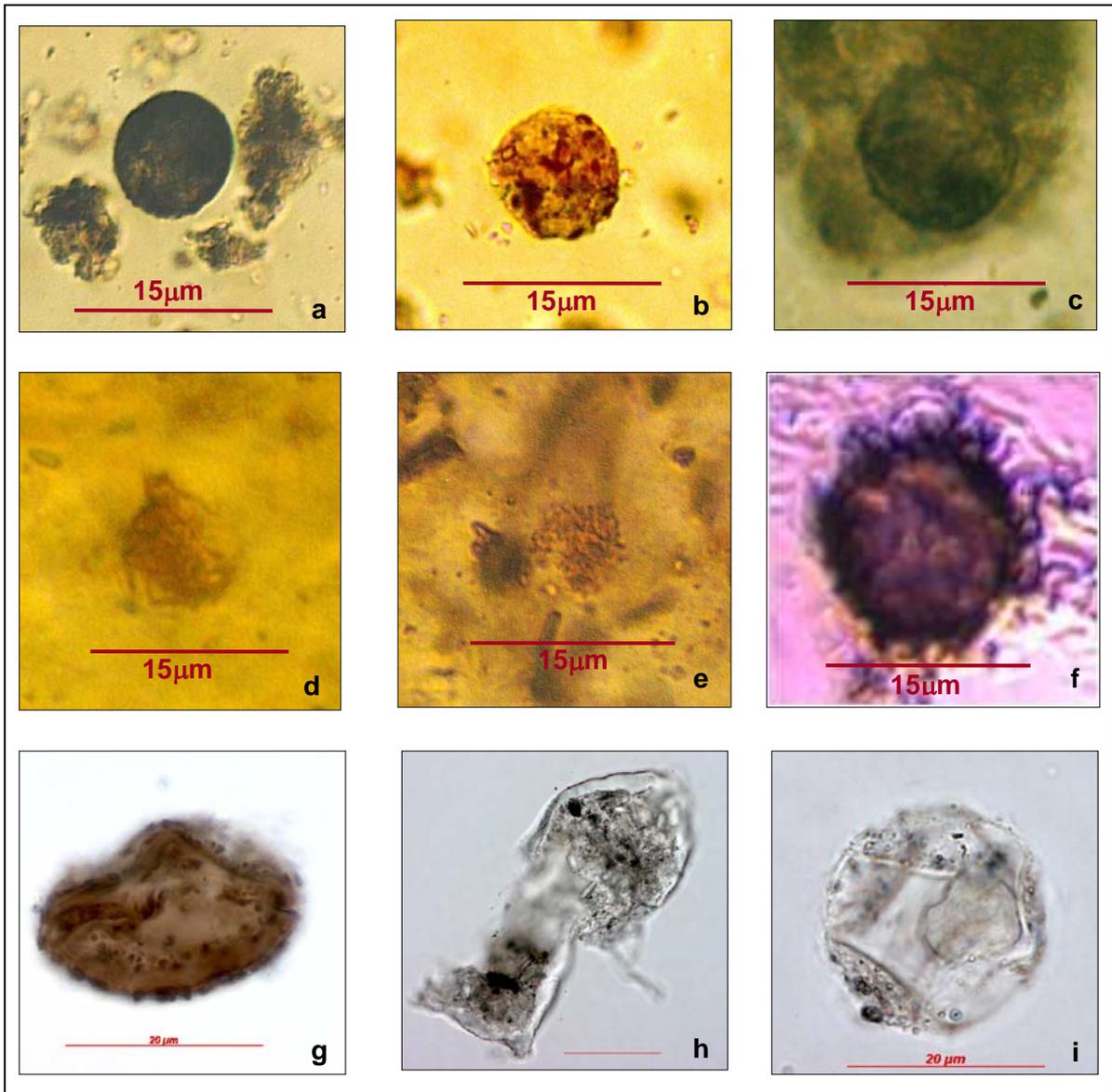



Figura 28. Algumas das formas de acritarcos encontradas em resíduos resistentes aos ácidos (a, b, c, g, h, i) e em lâminas delgadas (d, e, f).

6.2. Organismos de afinidade desconhecida

Algumas das formas encontradas não puderam ser relacionadas a qualquer outro organismo descrito na literatura. Contudo, a constatação de que a sedimentação da Bacia do Itajaí teria ocorrido no Ediacarano e que, a bacia estaria posicionada paleogeograficamente em latitudes elevadas, torna-se necessária a divulgação destas formas, mesmo que em caráter preliminar. Assim, adotou-se a terminologia geral de morfotipos para nomear as formas encontradas.

6.2.1. Morfotipo I

Descrição: impressão em baixo e alto relevo, semelhante a pequenos “halteres” com comprimentos total variando entre 1 e 1,5 cm (Figura 29)., distribuídos de maneira irregular em sedimentos prodeltáicos finos do afloramento A16. As extremidades são esféricas à levemente ovaladas (3 mm de diâmetro) unidas por uma haste (~ 0,5 mm de espessura) que alarga em contato com as extremidades.

Ocorrência: Estas formas ocorrem associadas aos *Helmintoidichnites* isp. e aos “edredons chancellorídeos”, nos sedimentos prodeltáicos do afloramento A16. Existem apenas 4 amostras com estas impressões.

Discussão: as formas descritas acima foram definidas preliminarmente por Netto & Zucatti da Rosa (1997) como sendo o registro de moradia de organismo infaunal bentônico vágil, pertencente ao icnogênero *Diplocraterion*. Os primeiros registros deste icnogênero são do Cambriano inferior, permanecendo até o Terciário.

Cornisch (1986) e Aceñolaza (1978) citam este icnogênero como excelente indicador de ambientes litorâneos (zonas de inter-maré), podendo ser utilizado para inferir o grau de energia do meio. Para Cornisch (1986) este é indicador de substratos instáveis em zonas de inter-marés de alta energia e parte superior de zonas de sub-maré.

Contudo, as formas analisadas não possuem o *spreiten* diagnóstico do icnogênero, quando os níveis são secionados na transversal. O *spreiten* é uma estrutura sedimentar biogênica formada pelas paredes remanescentes do tubo em forma de “U” onde vivia o animal, sendo produzido sucessivamente à medida que o animal escava o substrato. Forma-se em resposta a repetidos episódios de deposição e erosão dos sedimentos, através de movimentos ascendentes e descendentes do organismo produtor.

Ainda não foi encontrada, na bibliografia consultada, nenhuma forma que se assemelhe ao material identificado no afloramento da Bacia do Itajaí. Em informação verbal, Bengtson sugeriu que estas estruturas seriam semelhantes às “redes” (edredons chancellorídeos) ocorrentes no mesmo afloramento.

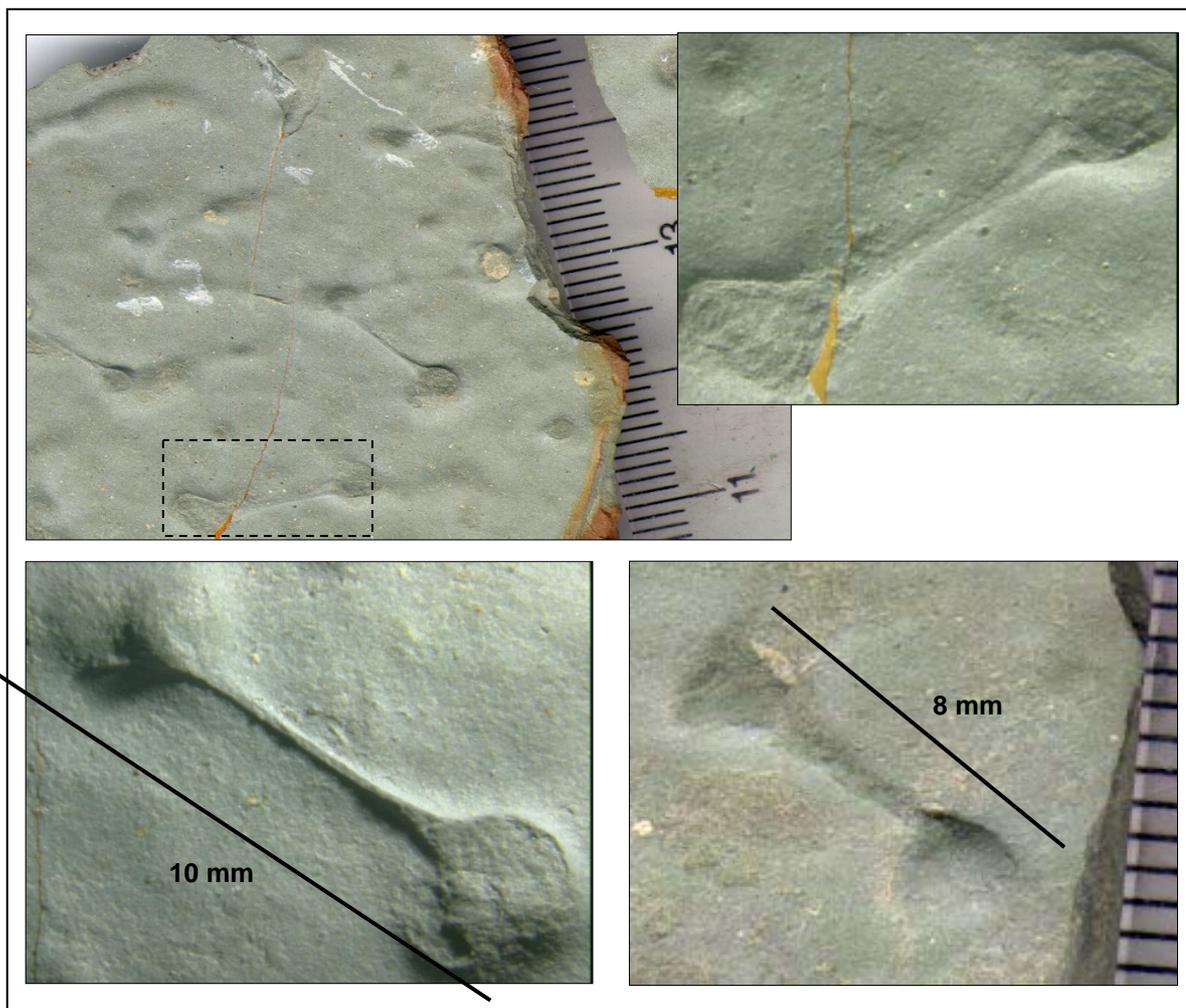



Figura 29. Impressões em forma de “halteres” encontradas em afloramento igualmente rico em “edredons chancellorídeos”. O padrão repetido e aleatório e o tamanho regular das formas levou Bengtson (informação verbal) a sugerir que estas estruturas poderiam ser um tipo de rede origem microbiana

6.2.2. Morfotipo II

Descrição: impressão delicada e bem preservada em epirelevo de uma estrutura composta por delgados fios, com desenho assimétrico, formando ângulos muito agudos (Figura 30). Desenhos em arco se repetem sem que uma simetria seja mantida. Duas estruturas no lado direito e superior dos arcos parecem compor formas que se assemelham a uma “flor” com 3 partes, ou com forma de trevo, sustentadas por uma haste cuja base parece respeitar um certo padrão. A haste da forma maior tem 0,07 mm de espessura e 10 mm de altura. O comprimento da base é de 25 mm.

Ocorrência: no afloramento M11 foram encontradas duas destas estruturas, uma muito pouco nítida e outra em excelente estado de preservação (Figura 30). O afloramento corresponde a siltitos cinza-claro de depósitos prodeltáicos relativamente profundos e possui diversas outras impressões de organismos e traços fósseis (“edredons-chancelorídeos”, impressões de medusóides, *wrinkle marks*, *Parvancorina* sp.), além de inúmeras camadas contendo cristais e fragmentos vulcanoclásticos.

Discussão: assim como o Morfotipo I, não foi encontrada na bibliografia disponível nenhuma forma que se assemelhe à acima descrita.

Seilacher et al. (2000) reportam motivos repetitivos como registros da movimentação tectônica da bacia sedimentar. São desenhos (*tectographs*) em padrões repetidos que teriam sido formados pelo arraste de objetos entre as camadas de sedimentos finos durante a deformação das bacias sedimentares. Porém, existem outros pequenos fragmentos de cristais da amostra, tanto no mesmo plano quanto em outros planos de acamamento, sem que nenhum desenho lhes esteja associado.Conforme Fairchild (informação verbal, 2005), as formas encontradas por Seilacher são de dimensões métricas, diferente das delicadas formas encontradas na Bacia do Itajaí. De qualquer modo, um pequeno cristal foi identificado na base de uma das formas (Figura 30) e o caráter de ângulos bem marcados e um padrão geométrico não permite descartar que esta feição possa ter origem inorgânica.

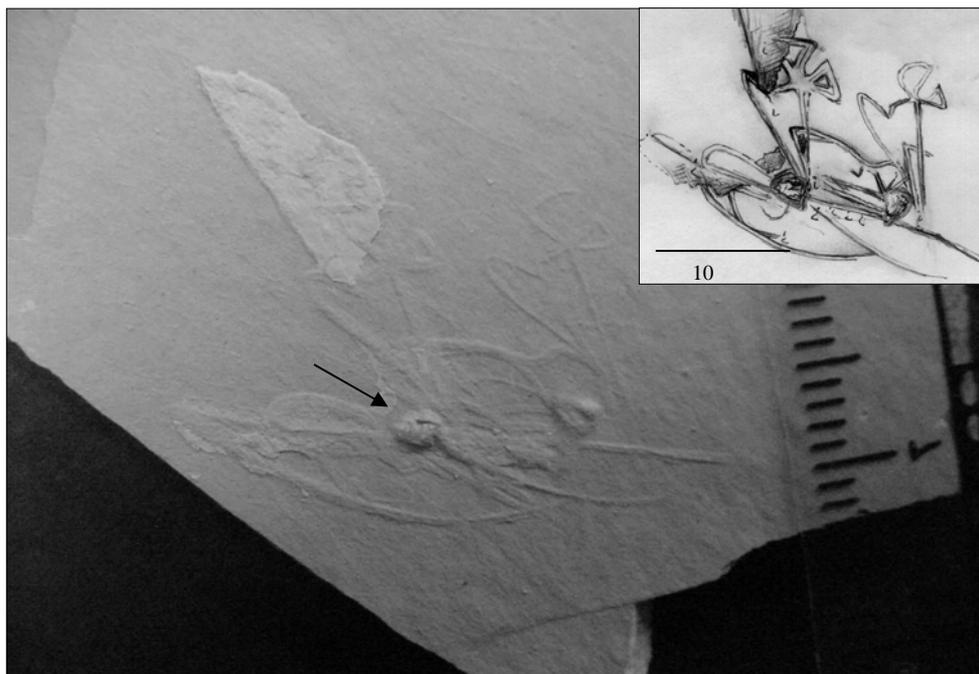



Figura 30. Morfotipo II. No canto superior, desenho em câmara clara. Sob a saliência indicada pela seta, um fragmento de cristal de origem vulcanoclástica Existem outros pequenos fragmentos na amostra.

7. DISCUSSÕES

A história geológica da Bacia do Itajaí teve início durante a glaciação Marinoana, no período Cryogeniano, a 642±12 Ma. O evento intrusivo (Riolitos Apiúna) ocorreu durante o Ediacarano Superior, a 560 Ma. Cerca de 10 Ma após o final desta glaciação, ocorreram os eventos extrusivos ácidos e a proliferação da fauna (606±8 Ma), cujos registros fósseis foram estudados neste trabalho (Figura 31).

Tanto o preenchimento quanto o fechamento da Bacia do Itajaí ocorreram no Ediacarano inferior, no final da união continental, na fase de deformação dos cinturões móveis do oeste do Gondwana.

O declínio dos episódios glaciais e o derretimento das massas de gelo causaram aumento do nível do mar, com o conseqüente alagamento dos continentes e o aumento das taxas de erosão, causando mudanças químicas nas águas marinhas.

Durante o Ediacarano, a predação era mínima ou inexistente, o que teria possibilitado o pleno desenvolvimento de diversos organismos filtradores, além de ser o momento áureo dos tapetes microbianos.

Os fósseis da Bacia do Itajaí não apresentam qualquer indício de retrabalhamento tendo sido preservados *in situ*. Este fato, aliado ao baixo índice de bioturbação poderia indicar que a morte dos organismos poderia teria sido causada por alterações químicas na coluna d'água, como eventuais fases de anoxia ou hipersalinidade.

Atualmente vem sendo discutida a possibilidade de que alguns organismos ediacaranos tenham sobrevivido ao evento de extinção global do final do Proterozóico (Knoll & Carroll 1999; Jensen et al. 2005) e também que grupos orgânicos já bem estabelecidos no Cambriano Inferior tivessem sua origem muito mais cedo, ainda no Proterozóico (Chiao *et al.* 2005).

A presença de espongiários bem desenvolvidos em bacias sedimentares do limite Proterozóico-Fanerozóico parece indicar que este grupo, teria surgido em algum momento ainda do Proterozóico (Chiao *et al*. 2005). O registro de *Choia* sp. na Bacia do Itajaí pode vir a corroborar esta hipótese.

Também foram encontrados chancellorídeos preservados com detalhes de uma cutícula flexível entre seus escleritos na biota de Chengjiang, província de Yunnan, no Cambriano inferior da China. Os "edredons chancellorídeos" da Bacia do Itajaí poderiam

ser formas ancestrais, primitivas, ainda não biomineralizadas e sem bordas definidas daqueles chancellorídeos.

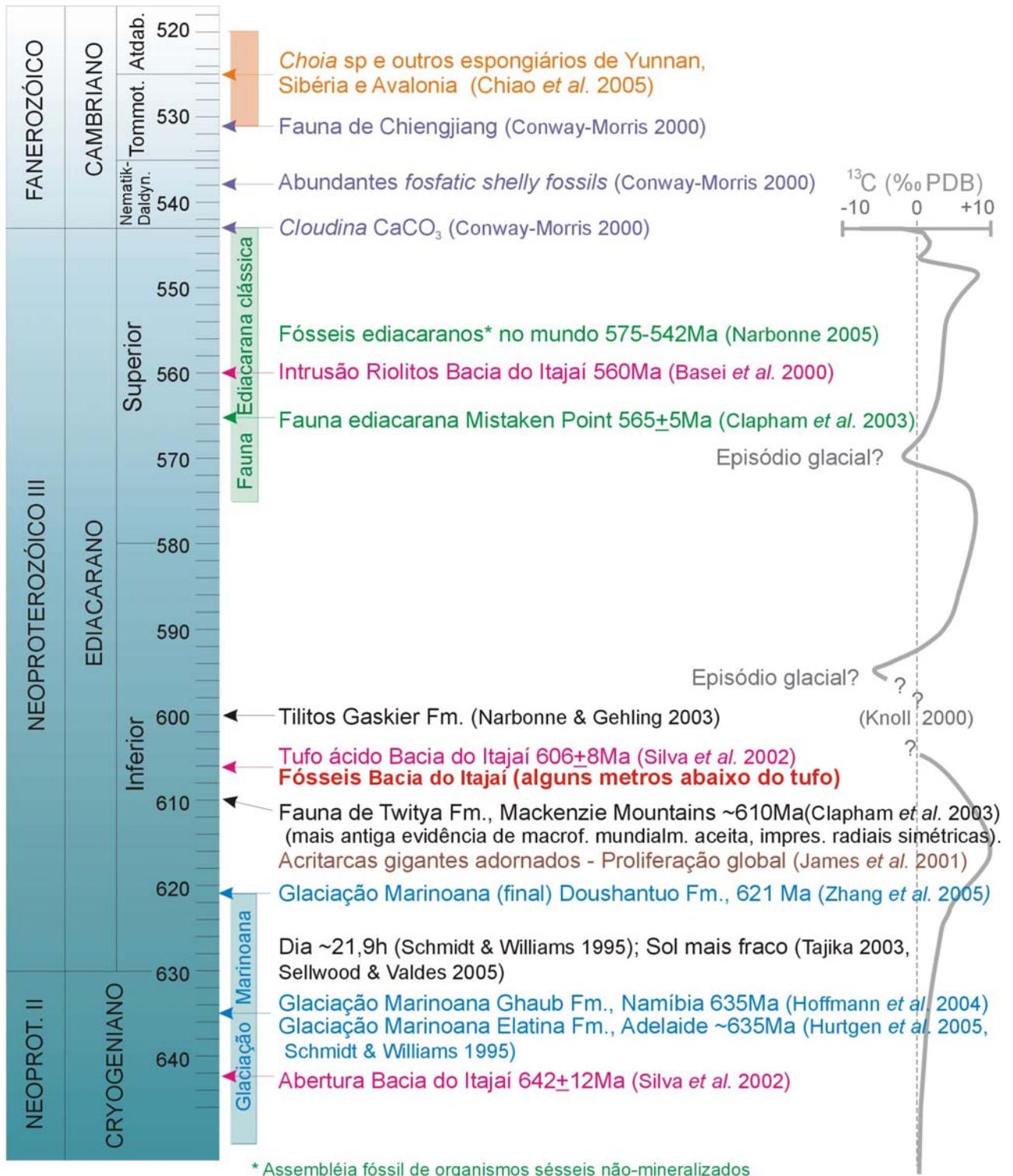



Figura 31. Posicionamento temporal da Bacia do Itajaí perante alguns dos principais eventos biológicos e climáticos do final do Proterozóico e início do Fanerozóico (compilação a partir de tabela cronológica de Hoffmann *et al*. 2004).

8. CONCLUSÕES

Conforme os dados radiométricos mais recentes, os indícios fósseis presentes na Bacia do Itajaí são de idade Ediacarano Inferior, constituindo, portanto, o segundo registro de uma comunidade de metazoários deste período no mundo.

Todo o material fossilífero foi encontrado em depósitos marinhos prodeltáicos, em águas relativamente profundas e calmas, abaixo do nível de base das ondas de tempestade. Não foram evidenciadas quaisquer feições que indicassem transporte dos organismos, o qu é coerente com a granulometria das camadas.

Utilizando-se um raciocínio atualista, a ocorrência de afloramentos com uma assembléia fossilífera considerável, indica que o aporte de nutrientes a estes locais era suficiente e garantia a vida.

A não ocorrência de uma fauna ediacarana típica, bem como a ausência de bancos de arqueociatídeos, depósitos de fosforita, evaporitos e carbonatos, reflete um contexto paleogeográfico de latitudes mais altas e climas mais frios, diferente daqueles das demais bacias fossilíferas do período, que se encontravam em regiões equatoriais.

Esta pode ser uma das razões para o pequeno número de organismos. Contudo, sua diversidade é boa, indicando poder tratar-se de uma assembléia típica destas condições de águas mais frias e, assim, morfologicamente distintas daquelas que viviam em latitudes mais baixas, impedindo as correlações.

Confirmada a antiguidade da assembléia fóssil da Bacia do Itajaí, as diferenças existentes entre esta e outras assembléias ediacaranas conhecidas podem estar refletindo seu caráter primitivo e de forma ainda não completamente estabelecida evolutivamente.

Também a instabilidade tectônica, apontada pela presença relativamente constante de evidências de vulcanismo ácido em quase toda a bacia, pode ter condicionado a diversidade e a quantidade dos organismos existentes.

Referências Bibliográficas

ACEÑOLAZA, F.G. 1978. El Paleozoico Inferior de Argentina segun sus trazas fosiles. *Ameghiniana*, Tomo XV(1-2): 15-64.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 37p. (**Boletim 241**).

APPI, C.J.; SOUZA CRUZ, C. E.; BARROCAS, S.L.; FREITAS, E.L. 1987. Modelo deposicional dos turbiditos do Proterozóico Superior do Grupo Itajaí -–SC. *In*: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, Ouro Preto, 1987. *Anais*...Ouro Preto, SBG (?). P.31-46.

APPI, C. J. & SOUZA CRUZ, C. E. 1990. Estratigrafia de Seqüências na Bacia do Itajaí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais*..., Natal, SBG, V.1, p.93-107.

APPI, C. J. 1991. Análise estratigráfica da sessão metassedimentar do Grupo Itajaí no Estado de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 119 pp.

BABCOCK, L. E.; GRUNOW, A. M.; SADOWSKI, G. R.; LESLIE, S. A. 2005. *Corumbella:* an Ediacaran-grade organism from the Late Neoproterozóic of Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **220**: 7-18.

BASEI, M. A. S. 1985. o CINTURÃO Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo, São Paulo, 186p.

BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K.; SIGA Jr., O. 1987. Idade, características litoestratigráficas e estruturais do Grupo Itajaí, Santa Catarina. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas*...Curitiba, SBG. V. 1:93-106.

BENGTSON, S.; MORRIS, S. C.; COOPER, B. J.; JELL, P. A. & RUNNEGAR, B. N. 1990. Early Cambrian fossils from South Australia. *Assoc. of Australasian Palaeontologists*, **Memoir 9**: 45-47.

BENGTSON, S & CONWAY MORRIS, S. 1992. Early radiation of biomineralizing Phyla, *in*: Origin and early evolution of the Metazoa, Lipps, J. H. & Signor, P. W. (Eds.), Vol. 10 (Topics in Geobiology), pp. 448-481.

BERESI, Matilde S. e RIGBY, J. Keith. 1994. Sponges and Chancelloriids from the Cambrian of Western Argentina. *Journal of Paleontology*, Kansas, v. 68, n. 2, p. 208-217.

BERESI, M. S. & HEREDIA, S. 1995. Associacion de espiculas de poriferos cambricos de la Formacion Empozada, Precordillera de Mendoza. *Ameghiniana* (Rev. Assoc. Paleont. Argent.), **32** (4): 401-405.

BRASIER, M. D. 1992. Background to the Cambrian Explosion. *Journal of the Geological Society*, **149**: 585-587.

BRASIER, M. D. 1992. Nutrrien-enriched waters and the early skeletal fossil record. *Journal of the Geological Society*, **149**: 621-629.

BRIGS, D. E. G.; ERWIN, D. H & COLLIER, F. J. 1994. *The fossils of the Burgess Shale*. Smithsonian Institution Press. Pp. 65-215.

BROCK, G. A. & COOPER, B. J. 1993. Shelly fossils from the Early Cambrian (Toyonian) Wirrealpa, Aroona Creek, and Ramsay limestones of South Australia. *Journal of Paleontology*, **67** (5): 758-787.

BUTTERFIELD, Nicholas J. 1994. Burgess Shale-type fossils from a Lower Cambrian shallow-shelf sequence in Northwestern Canada. *Nature*, v. **369** (june): 477-479.

BUTTERFIELD, Nicholas J. 1995. Chancelloriids from the Middle Cambrian of the Mackenzie Mountains: Implications for Early Poriferan Evolution. *Geological Society of America*, Annual Meeting, Nov, 6-7, New Orleans, LA, USA, pg. A-269.

BUTTERFIELD, N. J. & NICHOLAS, C. J. 1996. Burgess shale-type preservation of both non-mineralizing and 'shelly' Cambrian organisms from the Mackenzie mountains, northwestern Canada. *Journal of Paleontology*, **70** (6), pp. 893-899.

CLAPHAM, M. E.; NARBONNE, G. M.; GEHLING, J. G. 2003. Paleoecology of the oldest know animal communities: Ediacaran assemblages at Mistaken Point, Newfoundland. *Paleobiology*, **29** (4): 527-544.

CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. 1984. Middle Cambrian foraminifera and other microfossils from SW Sardinia. *Bollettino della Societá Paleontologica Italiana*, **23** (2): 149-160.

CIGUEL, J. H. G.; GÓIS, J. R.; ACEÑOLAZA, F. G. 1992. *Ocorrência de icnofósseis em depósitos molássicos da Formação Camarinha (Neoproterozóico III – Cambriano inferior), no Estado do Paraná, Brasil*. Série Correlacion Geologica 9, P.157-158.

COLLINS, D. 1989. Another new Burgess Shale Fauna. 28th International Geological Congress, *Abstracts*, **28**, Vol. 1, pg. 1-314

CONWAY MORRIS, S. 1992. Burgess Shale-type faunas in the context of the ‘Cambrian explosion’: a review. *Journal of the Geological Society*, London, v.**149:** 631-636

CONWAY MORRIS, S. 1993a. Ediacaran-like Fossils from the Cambrian Burgess Shale Type Faunas of North America. *Palaeontology*, v. **36**: 593-635.

CONWAY MORRIS, S. 1993b. The fossil record and the early evolution of the Metazoa. *Nature*, v.**361**, n.6409, p.219-225.

CONWAY MORRIS, S. & MENGE, C. 1992. Carinachitiids, Hexagulaconulariids, and *Puntactus*: Problematic metazoans from the Early Cambrian of South China. *Journal of Paleontology*, v. **66**, (3): 384-406.

COOK, J. P. 1992. Phosphogenesis around the Proterozoic-Phanerozoic transition; *Journal of the Geological Society*, v **149**: 615-620.

CORNISH, F.G. 1986. The trace-fossil *Diplocraterion*: evidence of animal-sediment interactions in Cambrian tidal deposits. *Palaios*, v.**1**, P.478-491.

COWIE, J. W. 1992. Two decades of research on the Proterozoic-Phanerozoic transition: 1972 – 1991. *Journal of the Geological Society*, v **149**: 589-592.

CULVER, S. J.; REPETSKY, J. E.; POJETA, J.; HUNT, D. 1996. Early and Middle (?) Cambrian Metazoa and Protistan fossils from West Africa. *Journal of Paleontology*, **70** (1): 1-6.

DA ROSA, A. A. S.; PAIM, P. S. G.; CHEMALE Jr., F.; ZUCATTI DA ROSA, A. L & GIRARDI, R. V. 1997. The “state-of-art” of the Cambrian Itajaí Basin (Southern Brazil). **18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology**, Heidelberg, Germany, IAS, 1997, p.112.

DORNBOS, S. Q.; BOTTJER, D. J.; CHEN, J-Y. 2005. Paleoecology of bentic metazoans in the Early Cambrian Maotianshan Shale biota and the Middle Cambrian Burgess Shale biota: evidence for the Cambrian substrate revolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. **220**: 47-67.

FONSECA, M. M.; SILVEIRA, A. S.; APPI, C.; PAIM, P. S. G. 2004. Sistemas deposicionais e evolução estratigráfica da Bacia do Itajaí, região NE do Estado de Santa Catarina (em prep.)

GEYER, M. 1986. Découverte de microfaune dans le Cambrien inférieur du versant méridional de la Montagne Noire (Cabardés et Minervois, Aude, France). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, n. **122**, pp. 11-17.

GOULD, S. J. 1989. Wonderful life – the Burgess Shale and the nature of history. W. W. Norton, New York; 347 pp.

GRESSE, P. G.; CHEMALE JR., F.; DA SILVA, L. C.; WALRAVEN, F. & HARTMANN, L. A. 1996. Late-to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in Southern Africa and Southern Brazil. *Basin Research*, **8**: 157-171

GUNTHER, L. F. & GUNTHER, V. G. 1981. Some Middle Cambrian fossils of Utah. *Geology Studies*, V. 28, n° 01. Brigham Young University, Dep. of Geology, Provo, UT, United States, pg. 01-81.

HAGADORN, J. W. & BOTJER, D. J. 1997. Wrinkle structures: Microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic settings at the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Geology*, **11**: 1047-1050.

HÄNTZSCHELL, W. 1966. Trace Fossil and Problematica, in: Treatise on Invertebrate Paleontology – Vol. W (Miscellanea); Moore, R. C. (Ed.), pp. 203-205.

HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C.; ORLANDI, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. *Acta Geologica Leopoldensia,* **6**: 94-112.
HOFFMANN, K. H.; CONDON, D. J.; BOWRING, S. A.; CROWLEY, J. L. 2004. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constrains on Marinoan glaciation. *Geology*, V. 32, n° 9, p. 817-820.
HOFMANN, H. J.; CECILE, M. P. & LANE, L. S. 1994. New occurrences of *Oldhamia* and other trace fossils in the Cambrian of the Yukon and Ellesmere Island, artic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**, p. 767-782.
HURTGEN, M. T.; ARTHUR, M. A.; HALVERSON, G. P. Neoproterozoic sulfur isotopes, the evolution of microbial sulfur species, and the burial efficiency of sulfide as sedimentary pyrite. *Geology*, **33**, n° 1, p. 41-44.
JAMES, N. P.; NARBONNE, G. M.; DALRYMPLE, R. W.; KYSER, T. K; 2005. Glendonites in Neoproterozoic low-latitude, interglacial, sedimentary rocks, northwest Canada: Insights into the Cryogenian ocean and Precambrian cold-water carbonates. *Geology*, **33**, n° 1, p. 9-12.
JAMES, N. P.; NARBONNE, G. M.; KYSER, T. K; 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **38**, p. 1229-1262.
JENSEN, S., GEHLING, J. G., DROSER, M. L. 1998 Ediacara-type fossils in Cambrian sediments. *Nature*, **393**: 567-569.
KASEMANN, S. A.; HAWKESWORTH, C. J.; PRAVE, A. R.; FALLICK, A. E.; PEARSON, P. N. 2005. Boron and calcium isotope composition in Neoproterozoic carbonate rocks from Namibia: evidence for extreme environmental change. *Earth and Planetary Science Letters*, **231**, p. 73-86.
KAUFMAN, A. J.; JACOBSEN, S. B.; KNOLL, A. H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications form tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, issues 3-4, p. 409-430.
KNOLL, A H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research* **100**: 3-30.
KNOLL, A H. 1992. Biological and biogeochimical preludes to the Ediacaran radiation, *in*: Origin and early evolution of the Metazoa, Lipps, J. H. & Signor, P. W. (Eds.), Vol. 10 (Topics in Geobiology), pp. 53-84.
KNOLL, A. H. & CARROLL, S. B. 1999. Early animal evolution: Emerging views from comparative biology and geology. *Science*. V. **284**: 2129-2135.
KREBS, A. S. J.; CALDASSO, A. L. da S.; LOPES, R.C. 1988. Interpretação preliminar da seqüência deposicional da Bacia do Itajaí na área da Folha Botuverá – SC. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*...Belém, SBG. V. 2, P. 592-605.
KREBS, A. S. J.; LOPES, R. C. & CAMMOZATO, E. 1990. Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na Folha Botuverá (SC). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal, 1990. *Anais*..., V. 1, p. 82-92.
LANDING, E. & BARTOWSKI, K. E. 1996. Oldest shelly fossils from the Taconic allochthon and late Early Cambrian sea-levels in eastern Laurentia, *Journal of Paleontology*, **70** (5): 741-761.
LEIPNITZ, I. I.; PAIM, P. S. G.; DA ROSA, A. A. S.; ZUCATTI DA ROSA, A. L.; NOWATZKI, C. H. 1997. Primeira ocorrência de Chancelloriidae no Brasil. CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, 1997. *Boletim de Resumos*, São Pedro, SP. pg. 01.
LINDHOLM, R. M. & CASEY, J. F. 1990. The distribution and possible biostratigraphic significance of the ichnogenus *Oldhamia* in the shales of the Blow Me Down Formation, western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**, pp. 1270-1287.
LIPPS, J. H. & SIGNOR, P. W. (Eds.). 1992. v.10: Topics in Geobiology, p.311-333, New York.
MACEDO, M. H. F.; BASEI, M. A. S.; BONHOMME, M. G.; KAWASHITA, K. 1984. Dados geocronológicos referentes às rochas metasedimentares do Grupo Itajaí (SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **14** (1):30-34.
McKERROW, W. S.; SCOTESE, C. R. & BRASIER, M. D. 1992. Early Cambrian Continental Reconstruction. *Journal of the Geological Society,* **149**: 599-606.

MENDELSON, C. V. & SCHOPF, J. W. 1992. Proterozoic and selected Early Cambrian microfossils and microfossils-like objects. In: Schopf, J. W. & Klein, C. (Eds.*), The Proterozoic Biosfere*; Cambridge University Press, pp. 884-951.

MISSARZHEVSKY, V. V. & ROZANOV, A. Y. 1981 Fossil assemblages and zonal stratigraphy of Cambrian-precambrian boundary deposits of the Siberian Platform. In: RAABEN, M. E. (Ed.) *The Tommotian Stage and the Cambrian Lower Boundary Problem*, p. 62-70.

MOORE, R. C. 1952. Sponges and sponge-like fossils. In: Invertebrate Fossils. Moore, Lalicker, Fischer (Eds.). pp. 81-85.

NARBONNE, G. M. 2005. The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. **33**, pp. 421-442.

NARBONNE, G. M. & GEHLING, J. G. 2003. Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils. *Geology*, v. **31**, n° 1, pp. 27-30.

NETTO, R. G. & ZUCATTI DA ROSA, A. L..1997. Registro icnofossilífero da Bacia do Itajaí, SC: Uma primeira visão. CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, 1997. *Boletim de Resumos*, São Pedro, SP. pg. 136.

NETTO, R. G.; PAIM, O. S. G. & DA ROSA, C. L. M. 1992. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis nos sedimentitos das bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, São Leopoldo, 1992. *Resumos Expandidos*, UNISINOS, p. 90-96.

PAIM, P. S. G. & FONSECA, M. M. 2004. Bacias do estágio da transição da plataforma Sul-americana. In: Mantesso-Neto, Bartorelli, Carneiro, Brito-Neves (Org.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, XXIX;– São Paulo – SP – Beca, 2004.

PAIM, P. S. G.; LEIPNITZ, I.; DA ROSA, A. A. S.; ZUCATTI DA ROSA, A. L.1997a. Preliminary report on the occurrence of *Chancelloria* sp. in the Itajaí Basin, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. **27**: 03, p. 303-308, Set/1997.

PAIM, P. S. G.; LEIPNITZ, I.; NETTO, R. G.; DA ROSA, A. A. S.; ZUCATTI DA ROSA, A. L.1997b. Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Itajaí (SC) - Relatório Final da PETROBRAS.

PEEL, J. S. & HIGGINS, A. K. 1980. Fossils from the Paradisfjeld Group, North Greenland fold belt. *Rapp. Grünlands geol. Unders*. n°101, pg. 28.

QUADROS, L. P. 1986. Ocorrência de microfósseis (*Acritarchae*) ordovicianos na Sub-Bacia do Alto Amazonas, Brasil. Bol. Técnico. da PETROBRAS, Rio de Janeiro, **29** (3): 181-191

QUADROS, L. P. de e MELO, J. H. G. de. 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos do pré-Mesozóico. Bol. Geosc. da PETROBRAS, Rio de Janeiro, **1** (2): 205-214

REID, R. E. H. 1959. Occurrence of *Chancelloria* Walcott in the Camley Limestone. *Geological Magazine*, v. **96**, n. 03, pp. 261-262.

RIGBY, J. K. 1980. New Middle Cambrian Sponges from the Marjum and Wheeler Formations in the House Range and Drum Mountains of Western Utah. The Geological Society of America, 12; 6, Rocky Mountain Section, 33rd annual meeting, *Abstracts with programs*, pg. 302.

RIGBY, J. K. 1983. Sponges of the Middle Cambrian Marjum Limestone from the House Range And Drum Mountains of Western Millard County, Utah.*Journal of Paleontology*, **57**: 240-270.

RIGBY, J. K. 1986. Sponges of the Burgess Shale (Middle Cambrian), British Columbia. *Palaeontographica Canadiana*, **02**, 105 p.

RIGBY, J. K. 1987. Early Cambrian Sponges from Vermont and Pennsylvania, the only ones described from North America. *Journal of Paleontology*, v. **6**, n° 3, pg. 451-461.

ROSTIROLLA, S. P. 1991. *Tectônica e sedimentação da Bacia do Itajaí - SC.* Ouro Preto, 131p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto).

ROSTIROLLA, S. P.; ALKMIM, F. F.; SOARES, P. C. 1992. O grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil: exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. *Boletim de Geosciências da PETROBRAS*, **6**(3/4):109-122.

ROSTIROLLA, S. P.; SOARES, P. C., ALKMIM, F. F. 1992. Análise estrutural da tectônica deformadora da Bacia de Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil. *Boletim de Geosciências da PETROBRAS*, **6**(3/4):123-147.

ROSTIROLLA, S. P. & FIGUEIRA, E. G. 1995. Associações de fácies turbidíticas do Grupo Itajaí, SC: sedimentação de água profunda em uma bacia de antepaís. *Bol. Par. de Geociências*, **43**: 79-94.

ROSTIROLLA, S. P.; AHRENDT, A.; SOARES, P. C e CARMIGNANI, L. 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil. *Basin Research*, **11**, pp. 127-142.

ROZANOV, A. Y. & ZHURAVLEV, A. Y. 1992. The Lower Cambrian Fossil Record of China, *In*: *Origin and Early Evolution of the Metazoa*, LIPPS, Jere H. and SIGNOR, Philip W. (eds.), v.10: Topics in Geobiology, p.205-282, New York.

SCHMIDT, P. W. & WILLIAMS, G. E. 1995. The Neoproterozoic climatic paradox: Equatorial palaeolatitude for Marinoan glaciation near sea level in South Australia; *Earth and Planetary Science Letters*, **134**: 107-124

SDZUY, K. 1969. Unter und mittelkambrische Porifera (Chancelloriida und Haxactinellida). *Paläont. Z.*, 43, 3\4, 115-147. (Trad. Acad. de Geol. André Fleck - UNISINOS)

SEILACHER, A. 1992. Vendobionta and Psammocorallia: lost constructions of Precambrian evolution. *Journal of the Geological Society*, **149**: 607-613.

SEILACHER, A.; MESCHEDE, M.; BOLTON, E. W.; LUGINSLAND, H. 2000. Precambian "fossil" *Vermiforma* is a tectograph. *Geology*, v. **28**, n°5, pp. 235-238.

SIGNOR, P. W. & LIPPS, J. H. 1992. Origin and early radiation of the Metazoa. In: LIPPS & SIGNOR (Eds). 1992. *Origin and early evolution of the Metazoa*. v.10: Topics in Geobiology, p.03-23, New York.

SILVA, L. C. 1984. As sequências Metavulcano-sedimentares do tipo "*greenstone belt*" e de cobertura do Escudo Catarinense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*...Rio de Janeiro, SBG. 2590-2598.

SILVA, L. C.& DIAS, A. de A. 1981a. Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I – Geologia. *Acta Geológica Leopoldensia*, **10**:3-120.

SILVA, L. C.& DIAS, A. de A. 1981b. Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: II – Organização e evolução geotectônica. *Acta Geológica Leopoldensia*, **10**:121-140.

SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; PIMENTEL, M. M.; SCANDOLARA, J.; RAMGRAB, G.; WILDNER, W.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; RIZZOTO, G.; QUADROS, M. L. E. S.; SANDER, A.; ZUCATTI DA ROSA, A. L. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, **32** (4): 529-544.

STEINER, M.; ZHU, M.; ZHAO, Y.; ERDTMANN, B-D.2005. Lower Cambrian Burgess Shale-type fossil associations of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. **220**: 129-152.

TAJIKA, E. 2003. Faint Young Sun and the carbon cycle: implications for the Proterozoic global glaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, **214**: 443-453.

TIWARI, M.; PANT, C. C.; TEWARI, V. C. 2000. Neoproterozoic sponge and organic-walled microfossils from the Gangolihat Dolomite, Lesser Himalaya, India. *Current Science*, v. **79**, n° 5, pp. 651-654.

UESUGUI, N. 1979. Palinologia: técnicas de tratamento de amostras. Bol. Téc. da PETROBRAS Rio de Janeiro, 22 (**4**):229-240, out/dez.

VEEVERS, J. J. 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma mergers in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, v. **68**: 1-132.

XIAO, S.; HU, J.; YUAN, X.; PARSLEY, R. L.; CAO, R. 2005. Articulated sponges from the Lower Cambrian Hetag Formation in southern Anhui, South China: their age and implications for the early evolution of sponges. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. **220**: 89-117.

XIPING, D. & KNOLL, A. H. 1996. Middle and Late Cambrian sponge spicules from Hunan, China. *Journal of Paleontology*, v. **70**, n. 02, pp. 173-184.

ZHANG, S.; JIANG, G.; ZHANG, J.; SONG, B.; KENNEDY, M. J.; CHRISTIE-BLICK, N. 2005. U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantou Formation in South China: Constraints on late Proterozoic glaciations. 2005. *Geology*, **33**: 473-476.
ZHI-WEN, J. 1992. The Lower Cambrian Fossil Record of China, In: *Origin and Early Evolution of the Metazoa*, Lipps, J. H. & Signor, P. W. (Eds.), Vol. 10 (Topics in Geobiology)